



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS EN
TOPOGRAFÍA, GEODESIA Y CARTOGRAFÍA



Titulación de Grado en Ingeniería Geomática y Topografía

TRABAJO FIN DE GRADO

***Nueva propuesta de zonificación sísmica
en América Central y análisis de
sensibilidad en los resultados de amenaza***

Madrid, julio de 2015

Alumna: Mónica Arroyo Gil

Tutoras:

Alejandra Staller Vázquez

María Belén Benito Oterino

Cotutora:

Yolanda Torres Fernández



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS EN
TOPOGRAFÍA, GEODESIA Y CARTOGRAFÍA



Titulación de Grado en Ingeniería Geomática y Topografía

TRABAJO FIN DE GRADO

***Nueva propuesta de zonificación sísmica
en América Central y análisis de
sensibilidad en los resultados de amenaza***



Madrid, julio de 2015

Alumna: Mónica Arroyo Gil

Tutoras:

Alejandra Staller Vázquez

María Belén Benito Oterino

Cotutora:

Yolanda Torres Fernández

AGRADECIMIENTOS

Quiero dar las gracias a todas aquellas personas que han confiado en mí y me han ayudado a recorrer este camino.

Gracias a mis tutoras Belén Benito y Alejandra Staller por darme la oportunidad de realizar este proyecto, por su ayuda y su motivación.

Gracias a Yolanda por estar ahí en todo momento, por su paciencia, y especialmente por enseñarme tanto.

Al Grupo de Investigación en Ingeniería Sísmica por ayudarme en cada momento y permitirme trabajar en un gran equipo.

A mi familia, y en especial a mi madre y mis hermanos por darme ánimos y confiar en mí.

A mis compañeros de la Escuela y amigos, por los buenos momentos que hemos pasado juntos durante estos cinco años.

A Mar y María por cada día de convivencia con ellas, por aguantarme y sobre todo por estar presentes en los mejores momentos de esta etapa.

Gracias a Borja por su apoyo incondicional, por su paciencia día a día, por ayudarme siempre y por hacer que todo sea más sencillo.

ÍNDICE

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA EN AMÉRICA CENTRAL	7
3. MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS.....	9
4. METODOLOGÍA DE CÁLCULO	11
4.1. DEFINICIÓN DE PELIGROSIDAD	11
4.2. FACTORES QUE INTERVIENEN EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA	12
4.3. PERSPECTIVA HISTÓRICA. PRINCIPALES MÉTODOS EMPLEADOS EN EL CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD	13
4.4. METODOLOGÍA SEGUIDA EN EL ESTUDIO: PSHA.....	17
4.4.1. Definición	17
4.4.2. Fases en la determinación de la amenaza	19
4.5. TRATAMIENTO DE INCERTIDUMBRES	26
4.5.1. Incertidumbre aleatoria	26
4.5.2. Incertidumbre epistemológica	27
4.6. ÁRBOL LÓGICO	27
4.7. JUICIO DE EXPERTOS	28
5. NUEVA PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN SÍSMICA EN AMÉRICA CENTRAL.....	31
5.1. CONTEXTO SISMOTECTÓNICO	31
5.2. CATÁLOGO SÍSMICO.....	41
5.3. ZONIFICACIÓN SÍSMICA PRELIMINAR	43
5.4. ZONIFICACIÓN SÍSMICA PROPUESTA	45
5.4.1. Zonas sísmicas corticales o superficiales.....	50
5.4.2. Zonas sísmicas de subducción interplaca.....	51
5.4.3. Zonas sísmicas de subducción intraplaca.....	52
5.4.4. Distribución de la sismicidad.....	57
5.4.5. Cálculo de los parámetros sísmicos.....	65
6. CÁLCULO DE LA AMENAZA A PARTIR DE LA NUEVA ZONIFICACIÓN SÍSMICA.....	81
6.1. MODELOS DE ATENUACIÓN INCLUIDOS EN EL ESTUDIO	81
6.2. CONFIGURACIÓN DEL ÁRBOL LÓGICO.....	83
6.3. IMPACTO DE LOS MODELOS DE ATENUACIÓN EN LOS RESULTADOS DE AMENAZA	85
6.4. CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD.....	87
7. RESULTADOS	89
7.1. MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA.....	89
7.2. ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME PARA LAS CAPITALS (UHS).....	99
7.3. COMPARACIÓN CON EL ESTUDIO PREVIO	106
7.4. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	116
7.5. IMPLEMENTACIÓN DE UN SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA.....	118
8. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LOS RESULTADOS DE AMENAZA DE LOS PARÁMETROS DE LA FUENTE.....	119
8.1. VARIACIÓN DEL LÍMITE SUPERIOR DE LA PROFUNDIDAD DE LAS ZONAS INTERFASE	119
8.2. VARIACIÓN DEL LÍMITE SUPERIOR DE LA PROFUNDIDAD DE LAS ZONAS INTRAPLACA	124
9. CONCLUSIONES	129
10. EVALUACIÓN ECONÓMICA	133
ANEXOS.....	139

1.	DESCRIPCIÓN DE LAS ZONAS	139
2.	MAPAS DE PELIGROSIDAD RESULTANTES DE LAS DIFERENTES RAMAS DEL ÁRBOL LÓGICO	147
3.	PARÁMETROS CALCULADOS MEDIANTE EL MÉTODO MÁXIMA VEROSIMILITUD	152
4.	TABLAS DE INCREMENTOS DE PARÁMETROS PUBLICADOS EN BENITO ET AL. (2010) Y EL PRESENTE ESTUDIO	154
BIBLIOGRAFÍA		157

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Situación geográfica de América Central (Fuente: www.wikipedia.org).	3
Figura 2. Situación de las placas tectónicas en América Central (Fuente: www.ceibal.edu.uy).	4
Figura 3. Mapa de sismicidad histórica en América Central (Benito et al., 2012)	6
Figura 4. Factores que contribuyen al movimiento sísmico	12
Figura 5. Fases de cálculo de la amenaza mediante un método probabilista (Benito et al., (2010)).	20
Figura 6. Representación de la Ley de Gutenberg-Richter (1944) para una zona sismogénica o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud M_{min} y uno superior $M_{máx}$ (Fuente: Benito et al.. (2010)).	22
Figura 7. Mapa tectónico de América Central.	34
Figura 8. Distribución de los eventos principales de magnitud $M_w \geq 3,5$ recogidos en el catálogo sísmico.	40
Figura 9. Esquema de la metodología seguida en la definición de las zonas sismogénicas.	44
Figura 10. Mapa topográfico y batimétrico del norte de América Central con la sismicidad de $M_w \geq 4$ para el periodo 1970-2012 recogida en el catálogo de Benito et al.,(2010) (A. Staller, (2014)).	46
Figura 11. Mapa topográfico y batimétrico (GEOBCO database) con los mecanismos focales de los sismos recogidos en el catálogo del CMT (del inglés Global Centroid Moment Tensor) en el periodo 1976-2012 (Staller, A. 2014).	47
Figura 12. (a) Mapa topográfico del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, distribución de epicentros en la zona y situación de la sección AB. (b) Sección AB del mapa topográfico, distribución de los hipocentros de los eventos y sus mecanismos focales (Camacho et al, 2010).	49
Figura 13. Zonificación cortical propuesta para la región de América Central (en función de los límites de profundidad de sus zonas).	54
Figura 14. Zonificación interfase propuesta para la región de América Central (en función de los límites de profundidad de sus zonas).	55
Figura 15. Zonificación intraplaca propuesta para la región de América Central (en función de los límites de profundidad de sus zonas)	56
Figura 16. Mapa del Catálogo sísmico ($M_w \geq 3,5$) en función del régimen tectónico	58
Figura 17. Modelo empleado en la distribución de la sismicidad en función de su localización y profundidad.	60
Figura 18. Zonas corticales superpuestas a la sismicidad superficial.	62
Figura 19. Zonas de subducción interfase superpuestas a la sismicidad de subducción intermedia.	63
Figura 20. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda.	64
Figura 21. Visualización 3D de la zonificación y la sismicidad.	65
Figura 22. Leyes de Gutenberg-Richter para las zonas corticales. a) Costa Rica. b) Nicaragua. c) Panamá. d) Guatemala. e) Honduras y El Salvador.	73
Figura 23. Leyes de Gutenberg-Richter para las zonas de subducción interfase.	73
Figura 24. Leyes de Gutenberg-Richter para las zonas de subducción intraplaca.	74
Figura 25. Comparación de la distribución de la sismicidad superficial asociada a las zonas corticales ($h < 10$ km) en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.	77
Figura 26. Comparación de la distribución de la sismicidad superficial asociada a las zonas corticales ($h < 20$ km) en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.	78
Figura 27. Comparación de la distribución de la sismicidad superficial asociada a las zonas corticales ($h < 35$ km) en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.	78
Figura 28. Comparación de la distribución de la sismicidad de subducción intermedia asociada a las zonas interfase en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.	79
Figura 29. Comparación de la distribución de la sismicidad de subducción profunda asociada a las zonas intraplaca en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.	79
Figura 30. Árbol lógico seguido en el estudio	87
Figura 31. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=500 años.	90
Figura 32. Mapa de peligrosidad sísmica en América central en términos de SA (0,2 s) (gal) para PR=500 años.	91
Figura 33. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (1 s) (gal) para PR=500 años.	92

Figura 34. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=1000 años.	93
Figura 35. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (0,2 s) (gal) para PR=1000 años.	94
Figura 36. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (1 s) (gal) para PR=1000 años.	95
Figura 37. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=2500 años.	96
Figura 38. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (0,2 s) (gal) para PR=2500 años.	97
Figura 39. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (1 s) (gal) para PR=2500 años.	98
Figura 40. Espectros UHS en Ciudad de Guatemala, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	100
Figura 41. Espectros UHS en San Salvador, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	101
Figura 42. Espectros UHS en Tegucigalpa, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	102
Figura 43. Espectros UHS en Managua, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	103
Figura 44. Espectros UHS en San José, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	104
Figura 45. Espectros UHS en Ciudad de Panamá, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	105
Figura 46. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de PGA (gal) para PR=500 años.	107
Figura 47. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (0,2s) (gal) para PR=500 años.	108
Figura 48. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (1 s) (gal) para PR=500 años.	109
Figura 49. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de PGA (gal) para PR=1000 años.	110
Figura 50. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (0,2s) (gal) para PR=1000 años.	111
Figura 51. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (1 s) (gal) para PR=1000 años.	112
Figura 52. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de PGA (gal) para PR=2500 años.	113
Figura 53. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (0,2s) (gal) para PR=2500 años.	114
Figura 54. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (1 s) (gal) para PR=2500 años.	115
Figura 55. Estructura del SIG.	118
Figura 56. Distribución de la sismicidad localizada entre los 10 y 15 km de profundidad frente al total de sismicidad de subducción intermedia registrada en las zonas interfase.	120
Figura 57. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=500 años (estableciendo la profundidad mínima de la zonificación interfase en 15 km).	122
Figura 58. Impacto que genera en los resultados de peligrosidad la variación de 10 a 15 km en la profundidad mínima de la zonificación interfase, en términos de PGA (gal) para PR=500 años.	123
Figura 59. Distribución de la sismicidad localizada entre los 40 y 45 km de profundidad frente al total de sismicidad de subducción profunda registrada en las zonas intraplaca.	124
Figura 60. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=500 años (estableciendo la profundidad mínima de la zonificación intraplaca en 45 km).	127
Figura 61. Impacto que genera en los resultados de peligrosidad la variación de 40 a 45 km en la profundidad mínima de la zonificación intraplaca, en términos de PGA (gal) para PR=500 años.	128
Figura 62. Distribución de costes de personal en cada fase del estudio	135
Figura 63. Distribución de costes totales	137
Figura 64. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama CYZ.	148
Figura 65. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama ZYZ.	149

<i>Figura 66. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama CYY.</i>	<i>150</i>
<i>Figura 67. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama ZYY.</i>	<i>151</i>

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Equivalencia entre valores de probabilidad de excedencia P , Periodo de Retorno PR asociado y tiempo de exposición t .	19
Tabla 2. Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de América Central para cada intervalo de magnitud.	42
Tabla 3. Parámetros sísmicos de las zonas corticales.	68
Tabla 4. Parámetros sísmicos de las zonas interfase.	70
Tabla 5. Parámetros sísmicos de las zonas intraplaca.	70
Tabla 6. Características de los modelos de atenuación empleados en el estudio.	83
Tabla 7. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Ciudad de Guatemala, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	100
Tabla 8. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en San Salvador, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	101
Tabla 9. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Tegucigalpa, para los periodos de retorno 500, 1000 y 2500 años.	102
Tabla 10. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Managua, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	103
Tabla 11. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en San José, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	104
Tabla 12. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Ciudad de Panamá, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.	105
Tabla 13. Costes de personal	134
Tabla 14. Distribución del coste de personal en las tareas del estudio	134
Tabla 15. Costes de material inventariable	135
Tabla 16. Costes de material fungible	136
Tabla 17. Desglose de costes indirectos	136
Tabla 18. Costes finales del estudio	137
Tabla 19. Parámetros sísmicos de las zonas corticales ajustados por Máxima Verosimilitud.	152
Tabla 20. Parámetros sísmicos de las zonas interfase ajustados por Máxima Verosimilitud	153
Tabla 21. Parámetros sísmicos de las zonas intraplaca ajustados por Máxima Verosimilitud	153
Tabla 22. Comparación de los parámetros sísmicos de las zonas corticales calculado en el presente estudio y ajustados mediante MMCC y los publicados por Benito et al., (2010).	154
Tabla 23. Comparación de los parámetros sísmicos de las zonas interfase calculados en el presente estudio y ajustados mediante MMCC y los publicados por Benito et al., (2010).	156
Tabla 24. Comparación de los parámetros sísmicos de las zonas intraplaca calculados en el presente estudio y ajustados mediante MMCC y los publicados por Benito et al., (2010).	156



RESUMEN

En el presente proyecto se propone una nueva zonificación sísmica para América Central, a partir de la cual se ha realizado el cálculo de peligrosidad sísmica a nivel regional. Dicha zonificación y el posterior cálculo de peligrosidad desarrollado se presentan como actualización de los resultados del estudio previo desarrollado para la región (Benito *et al.*, 2012), realizando asimismo la comparación entre los resultados de ambos estudios.

En primer lugar se ha realizado la revisión de la zonificación existente, modificando la geometría de algunas zonas en base al conocimiento generado en los últimos años sobre todo en lo que se refiere a la geometría de la subducción, que varía de ángulo a lo largo de la trinchera Mesoamericana. Ello conlleva, a su vez, cambios en la sismicidad asignada a las zonas corticales y de subducción interfase. Los cambios y ajustes entre zonas se realizaron contando con el consenso de diferentes expertos en la materia y en colaboración con el Dr. Guillermo Alvarado, vulcanólogo del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), que desarrolló una estancia en Madrid, para trabajar con el Grupo de Investigación de Ingeniería Sísmica de la UPM (GIIS) en noviembre de 2014.

Para la propuesta de nueva zonificación, se ha partido del catálogo sísmico depurado hasta 2011, completo y homogeneizado a magnitud momento, M_w . Dicho catálogo recoge una gran actividad sísmica y fue confeccionado dentro del proyecto RESIS II, en el cual participó el Grupo de Ingeniería Sísmica.

Se ha seleccionado de dicho catálogo la sismicidad registrada en las nuevas zonas sismogénicas propuestas y se han calculado los parámetros sísmicos de cada zona: la tasa acumulada de ocurrencia de terremotos, la magnitud máxima y el parámetro beta. Se ha considerado que la sismicidad se ajusta al modelo de recurrencia de Gutenberg-Richter, el cual establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona. Para la estimación de los parámetros sísmicos se ha utilizado el



software Expel, desarrollado por el Grupo de Investigación de Ingeniería Sísmica de la UPM.

Utilizando las zonas sismogénicas propuestas y sus parámetros sísmicos, se ha calculado la amenaza sísmica en toda la región de Centroamérica, evaluada en cada punto como la probabilidad de que el movimiento del suelo exceda valores de aceleración prefijados, y obteniendo así la curva de peligrosidad en puntos de una malla cubriendo la región de estudio. Los cálculos han sido realizados empleando el software específico de peligrosidad sísmica CRISIS 2014.

Los resultados se presentan en mapas de peligrosidad obtenidos para diferentes periodos de retorno en términos de aceleración pico (PGA), así como de otras aceleraciones espectrales $SA(T)$ para diversos periodos estructurales T en el rango de 0,1 a 2 s. Para el diseño de los mapas se ha utilizado el software ArcGIS 10.1.

Adicionalmente, se ha realizado un análisis de sensibilidad en los resultados ante diferentes propuestas de profundidad de la zonificación interfase, estudiando así el impacto de dichos cambios en los parámetros sísmicos de las zonas y en los resultados del cálculo de la peligrosidad.

Finalmente, se han comparado los resultados obtenidos en este trabajo (tanto los parámetros sísmicos de la nueva zonificación como las aceleraciones resultantes del estudio de peligrosidad) con los resultados pertenecientes al estudio recogido en el libro *Amenaza Sísmica en América Central* de Benito *et al.* (2010), y en la posterior publicación de Benito *et al.* (2012), analizando así las principales diferencias entre ambos.

1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista geográfico, América Central comprende las latitudes medias de América extendiéndose desde el istmo de Tehuantepec (México), hacia el sureste, hasta las tierras bajas de Atrato (Colombia). Esta región tiene una extensión territorial de 522.760 km² y políticamente está integrada por los países de Guatemala, Belize, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y Panamá.



Figura 1. Situación geográfica de América Central (Fuente: www.wikipedia.org).

Debido a su posición geográfica (Figura 1), el territorio de Centroamérica es uno de los más propensos a sufrir desastres medioambientales en el mundo: tifones, erupciones volcánicas, tsunamis, terremotos, etc. Un ejemplo de ello, es el sismo de Mw 7,3 que sacudió gran parte de El Salvador y Nicaragua en octubre de 2014, 28 años después del terremoto de Mw 7,5 que destruyó la capital salvadoreña en 1986.

La región centroamericana se caracteriza por tener una alta actividad sísmica en el contexto mundial. En esta zona son frecuentes los terremotos profundos y de gran magnitud producidos por la interacción de las siguientes placas tectónicas: Placa Norteamericana, Placa del Caribe, Placa de Cocos, Placa

de Nazca, y Placa Suramericana (Figura 2). Por otro lado, se registran terremotos producidos en un sistema de fallas tectónicas alienadas con la cadena volcánica en el interior del continente. Estos son terremotos corticales, y suelen ser de menor magnitud que los ocurridos en la zona de subducción, pero también de menor profundidad focal. Además, en ocasiones sus epicentros se localizan cerca de núcleos de población, por lo que pueden llegar a ser muy destructores.



Figura 2. Situación de las placas tectónicas en América Central (Fuente: www.ceibal.edu.uy).

Sismicidad histórica en Centroamérica

En los últimos 50 años, se han registrado diversos terremotos destructivos por su nivel de daños materiales y humanos (Figura 3). Entre ellos se encuentran los siguientes:

- En diciembre de 1972 la Ciudad de Managua (Nicaragua) fue devastada por un sismo de magnitud M_w 6,2, causando alrededor de 10.000 víctimas mortales y 20.000 heridos.
- En 1976 ocurrió el sismo más destructivo de la historia de América Central. Éste tuvo una magnitud de M_w 7,5 y su hipocentro se localizó a unos 5 km de profundidad en la parte oriental de la falla de Motagua-Polochic. El sismo arrasó la Ciudad de Guatemala, donde murieron más de



22.700 personas, 76.000 resultaron heridas y cerca de 1.2 millones de personas quedaron sin hogar.

- En octubre de 1986 un sismo de M_w 7,5 en San Salvador causó cerca de 2000 muertos. Los daños obligaron a reconstruir todo el centro de la capital.
- En 1991 en la ciudad de Limón, situada en la zona Caribe de Costa Rica y Panamá , se produjo un sismo de M_w 7,7.
- En 1992 tuvo lugar el peor tsunami en la región. Un sismo en la costa del Pacífico de Nicaragua de magnitud M_w 7,2 causó casi 300 muertos.
- El 13 de enero y el 13 de febrero de 2001 El Salvador fue afectado por dos sismos de magnitud M_w 7,6 y 6,6, respectivamente, y con origen en la zona de subducción el primero y en la cadena volcánica el segundo, con un balance global de más de 1100 fallecidos, 2000 desaparecidos y 1,3 millones de damnificados. Guatemala también fue afectada por el mencionado sismo del mes de enero, registrando seis muertos.
- El 8 de enero de 2009 en la ciudad costarricense de Cinchona ocurrió un terremoto de magnitud M_w 6,2 asociado a una falla de desgarre de la cadena volcánica, el cual dejó más de 30 muertos y numerosos desaparecidos en la región del volcán Poas, a unos 40 km de la capital.
- El 28 de mayo de 2009 un sismo de magnitud M_w 7,1 y epicentro en el mar Caribe sacudió la costa norte de Honduras, registrándose siete muertos.
- En noviembre de 2012, Guatemala fue afectada por un sismo submarino de magnitud M_w 7,4 que sacudió la costa del Pacífico, dejando 44 muertos y numerosos desaparecidos. La zona más afectada fue el departamento de San Marcos, a unos 250 km al oeste de la capital.

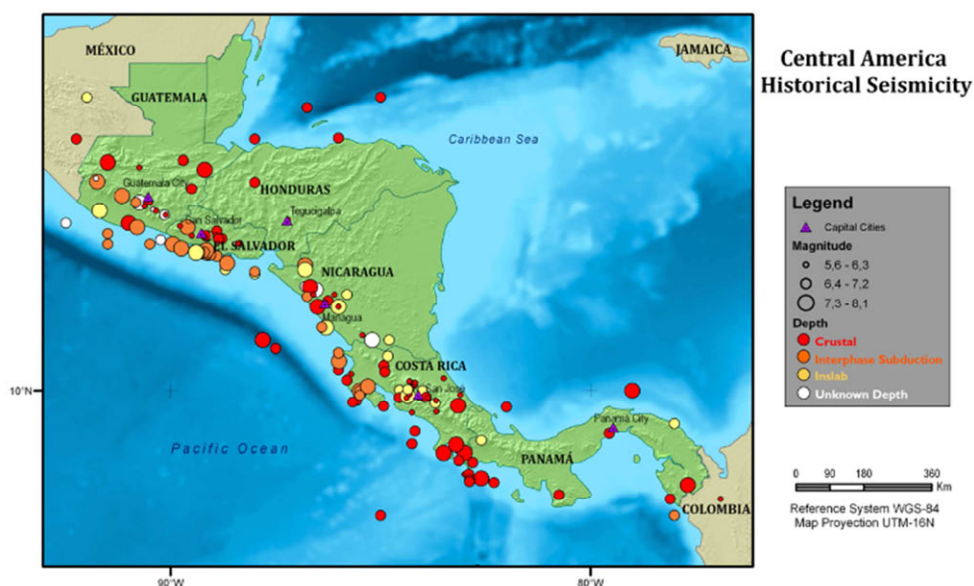


Figura 3. Mapa de sismicidad histórica en América Central (Benito et al., 2012)

La elevada actividad sísmica en América Central, junto con sus edificaciones y estructuras altamente vulnerables, hace que los países de esta región presenten un elevado riesgo sísmico. Mediante el diseño sismorresistente, cuya base reside en los estudios confiables de amenaza, se puede reducir dicha vulnerabilidad sísmica y, controlar así los daños causados por los terremotos, es decir, las pérdidas tanto humanas como materiales. Por este motivo, se considera importante disponer de un estudio de peligrosidad sísmica actualizado que permita elaborar las medidas de protección y las normativas de construcción sismorresistente. Esta es la principal motivación de este trabajo.



2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA EN AMÉRICA CENTRAL

Motivados por los terremotos de 1972 en Managua y 1976 en Guatemala se desarrollaron los primeros estudios de peligrosidad sísmica en América Central a escala nacional en los laboratorios de John Blume Earthquake Engineering Center de la universidad de Standford (California). Posteriormente, se han realizado numerosos estudios en los diferentes países (Benito *et al*, 2010). Sin embargo, a nivel regional se han realizado pocos estudios, entre los que destacan la publicación de una serie de mapas de amenaza sísmica a nivel global que incluían América Central, por Grases (1975) y Hattori (1979) y el mapa de amenaza específico para América Central desarrollado por Rojas *et al.*, (1993). Además, en 1999, el *Global Seismic Hazard Assessment Program* (GSHAP) publicó un mapa del mundo en el cual se muestran los niveles de amenaza en América Central.

En los años noventa y motivado por “La Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales”, declarada por las Naciones Unidas, se formó el Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC). En este marco se elaboró el proyecto RESIS I. Entre los principales resultados de dicho estudio se encuentran: una base de datos regional de registros de movimiento fuerte (Taylor *et al.*, 1994), varias leyes espectrales de atenuación (Climent *et al.*, 1994; Dahle *et al.*, 1995; Schmidt *et al.*, 1997), un catálogo regional de eventos sísmicos con información macrosísmica e instrumental (Rojas *et al.*, 1993a), algunas relaciones empíricas para homogeneizar la magnitud a M_w (Rojas *et al.*, 1993a), la creación del Centro Sismológico de América Central (CASC), estudios de microzonificaciones en las principales ciudades de Nicaragua, Costa Rica y Panamá y las estimaciones de la amenaza sísmica para todos los países de América Central y para varias capitales de la región.

Como continuación del proyecto anterior, en el año 2008 se inició un nuevo proyecto, RESIS II, en el cual se elaboraron mapas de amenaza sísmica en



Centroamérica a escala regional y nacional. Dicho trabajo se llevó a cabo con la participación de un representante de cada país de América Central (con la excepción de Belize) que configuraron un grupo de trabajo coordinado por la profesora Belén Benito. El estudio culminó con la edición del libro *Amenaza Sísmica en América Central* (Benito *et al.*, 2010), que posteriormente dio lugar al artículo publicado por Benito *et al.*, 2012, ambos utilizados como referencia en el presente estudio.

Durante un mes, siete sismólogos de los seis países de América central trabajaron colectivamente, dando como resultando un intercambio de datos, revisión de los catálogos sísmicos nacionales, homogeneización de las magnitudes a una escala de magnitud momento M_w y proposición de una nueva zonificación teniendo en cuenta los datos sismotectónicos, la sismicidad, los mecanismos focales y las tasas obtenidas mediante observaciones GPS. Asimismo, se revisaron diversos modelos de movimiento fuerte (GMPEs, del inglés Ground Motion Prediction Equation) y se calibraron con datos locales, a fin de identificar los más adecuados para la región de estudio.

Entre los resultados obtenidos en dicho trabajo, con el consenso de todos los expertos, se encuentra un catálogo unificado de actividad sísmica que cubre toda la región y se emplea como base para el cálculo de la amenaza. Además, en dicho trabajo se presentan los mapas de amenaza sísmica a escala nacional y regional desarrollados de forma homogénea para todos los países de América Central. Los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica regional obtenidos en dicho estudio son de gran utilidad en la mejora de las normas y los códigos sísmicos existentes en los países de América Central.



3. MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS

Los últimos trabajos de investigación (Camacho *et al.*, 2010, Staller, A. 2014)) y los datos publicados en relación a la geometría de la zona de subducción por el Servicio Geológico de los Estados Unidos o USGS (del inglés United States Geological Survey), han permitido introducir mejoras en la zonificación simogenética de América Central. Como consecuencia de ello, surge la necesidad de actualizar tanto los mapas de zonificación sísmica como los mapas de amenaza de la región recogidos hoy en día en la literatura. De este modo, los resultados obtenidos podrán ser utilizados para actualizar los códigos sísmicos de los países centroamericanos. El fin último de este estudio es la aplicación de dichos códigos para la construcción de edificios sismorresistentes, reduciendo así la vulnerabilidad del parque inmobiliario de las ciudades, repercutiendo directamente en una reducción las pérdidas, tanto humanas como materiales, provocadas por sismos futuros.

Por tanto el presente trabajo tiene como objetivo principal actualizar los mapas de zonificación sísmica en América Central y desarrollar el posterior estudio de peligrosidad sísmica en la región en base a la nueva zonificación sísmica. Además se analizará el impacto que causan las modificaciones aplicadas a dicha zonificación en los resultados finales de peligrosidad sísmica. Este estudio de amenaza se presenta como una actualización del estudio de peligrosidad realizado en la misma región en el año 2008 y publicado en el libro *Amenaza sísmica en América Central* (Benito *et al.* (2010)), utilizado como base en este trabajo. Al mismo tiempo han sido propuestos los siguientes objetivos específicos:

- Revisión y actualización de las fuentes simogenéticas utilizadas en el cálculo de peligrosidad sísmica realizado anteriormente
- Revisión del catálogo sísmico hasta el año 2011.
- Desarrollo de un Sistema de Información Geográfica (SIG), con el fin de gestionar, actualizar y modificar los datos de entrada, así como de generar los mapas de peligrosidad sísmica resultantes.



-
- Interpretación y comparación de los resultados obtenidos con los resultados de los estudios ya publicados.

4. METODOLOGÍA DE CÁLCULO

4.1. DEFINICIÓN DE PELIGROSIDAD

Se define la **peligrosidad sísmica** (H) como la probabilidad de que un cierto nivel de movimiento sea excedido durante un determinado periodo de tiempo en un emplazamiento específico, como consecuencia de la ocurrencia de terremotos en la zona de influencia alrededor del emplazamiento (UNDRO 1980). Según esta definición, la peligrosidad (H) es un concepto probabilista, en el que se debe especificar qué nivel de movimiento del suelo constituye un peligro potencial y durante qué periodo de tiempo se espera que ocurra un sismo que produzca dicho movimiento. H queda definida por la siguiente expresión:

$$H = P[y \geq Y; \text{en } t \text{ años, en el emplazamiento } E] \quad (1)$$

Donde P representa la probabilidad de superación de un valor y del parámetro de movimiento elegido para representar la peligrosidad, siendo Y el valor umbral de dicho parámetro cuya probabilidad de excedencia se quiere determinar en el emplazamiento E ; y t el tiempo en años durante el cual se evalúa la peligrosidad H ., también conocido como tiempo de exposición.

La aceleración, la velocidad o el desplazamiento son considerados generalmente como parámetros del movimiento, bien por medio de sus valores máximos, denominados PGA, PGV o PGD (Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity o Peak Ground Displacement) o bien por medio de alguna ordenada espectral, $SA(T)$, $SV(T)$ y $SD(T)$.

La peligrosidad se expresa también como la probabilidad anual de excedencia del valor del parámetro del movimiento $P[y \geq Y]$ en lugar de la probabilidad en un tiempo arbitrario t . Además, es habitual considerar la peligrosidad en términos de periodo de retorno, Tr , definido como el inverso de la probabilidad anual de excedencia.

4.2. FACTORES QUE INTERVIENEN EN LA PELIGROSIDAD SÍSMICA

Para realizar la estimación de la peligrosidad sísmica se deben cuantificar e integrar los factores que intervienen en el movimiento fuerte del terreno: la fuente sísmica, la propagación a través del medio y el efecto local del suelo en el emplazamiento (Figura 4).

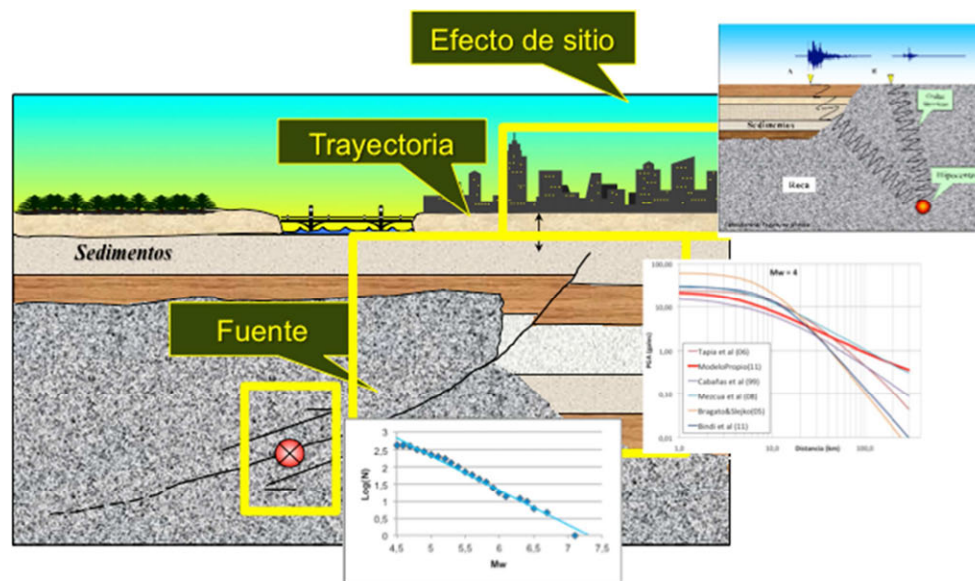


Figura 4. Factores que contribuyen al movimiento sísmico

A continuación se describen brevemente cada uno de estos factores:

- **Efecto de la fuente sísmica:** son fuentes sísmicas las fallas activas y las zonas sismogénicas. Cuantificar el efecto fuente consiste en caracterizar el potencial sísmico y las leyes de recurrencia de la sismicidad asociada a dichas fuentes. Los datos que se utilizan son el catálogo sísmico, la historia sísmica de las fallas y sus características.
- **Efecto de la trayectoria:** la energía de las ondas se atenúa en el trayecto de la fuente al emplazamiento; por lo tanto, el movimiento del suelo en dicho emplazamiento no sólo depende de la energía liberada en el foco, sino también de la energía que se atenúa en la propagación de las ondas. En consecuencia, es necesario identificar este efecto por medio de las leyes de atenuación específicas para cada zona. Estas leyes permiten

traducir el movimiento en el foco al movimiento en un emplazamiento a una cierta distancia.

- **Efecto de sitio o efecto local:** la energía liberada por el sismo en la fuente puede verse modificada al llegar al emplazamiento, debido a las características geológicas y topográficas del mismo. Por ejemplo, las montañas amplifican la onda sísmica, mientras que los valles la deamplifican (salvo los valles rellenos de sedimentos).

Por lo tanto, para la estimación de la peligrosidad sísmica en un emplazamiento son necesarias las siguientes acciones: (1) definir las fuentes, (2) caracterizar su potencial sísmico teniendo en cuenta la geología y sismicidad de la zona, (3) seleccionar los modelos de atenuación apropiados para la región de estudio y, en función de cada caso, (4) aplicar el factor de amplificación necesario para incluir el efecto local.

4.3. PERSPECTIVA HISTÓRICA. PRINCIPALES MÉTODOS EMPLEADOS EN EL CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD

Existen dos métodos principales para estimar la amenaza sísmica: el determinista y el probabilista, diferenciados principalmente por la manera en que consideran la sismicidad del área de influencia.

Siguiendo el **método determinista** propuesto en los años sesenta, se estima el movimiento esperado en el emplazamiento debido a un escenario sísmico determinado. Generalmente se define el escenario sísmico más desfavorable, es decir, el terremoto de mayor magnitud situado a la menor distancia del emplazamiento y que suele ser poco frecuente. El movimiento esperado en dicho emplazamiento a causa del escenario sísmico que se defina se calcula aplicando un modelo de atenuación. Estos modelos dan un parámetro del movimiento fuerte del suelo (aceleración o velocidad) para el escenario sísmico definido, que viene definido por la localización del terremoto y por su magnitud.

Si el modelo de atenuación lo requiere, habría que aportar otros datos como el mecanismo de la falla, directividad, tipo de suelo en el emplazamiento,



etc. Estos métodos deterministas proporcionan el sismo de diseño, es decir la información sísmica de entrada necesaria en los estudios de zonificación. A pesar de ello, no permiten estimar la probabilidad de excedencia de dicho movimiento, por lo que se han dejado de emplear en la adopción de normativas sismorresistentes.

Posteriormente surgieron los **métodos probabilistas**, que tuvieron gran aceptación durante los años 70. Éstos consideran la suma de las contribuciones a la peligrosidad de cada una de las fuentes y estiman la probabilidad anual de excedencia del parámetro de movimiento fuerte representativo de la amenaza. Por lo tanto, el movimiento sísmico del suelo se debe al conjunto de las fuentes sísmicas que afectan al emplazamiento, con sus respectivas probabilidades de ocurrencia y distribuciones de magnitud.

Durante los primeros años de implementación de los métodos probabilistas, la peligrosidad se evaluaba únicamente en términos de PGA, para una determinada probabilidad de excedencia fijada previamente. Fue en la década de los ochenta, cuando el desarrollo de las leyes de atenuación espectrales hizo posible la construcción de espectros de diseño en los que se considera la probabilidad de excedencia de todas las ordenadas espectrales para los periodos de interés ingenieril.

De esta forma, surgieron los espectros de amenaza uniforme (UHS del inglés: Uniform Hazard Spectra) que se construyen representando punto a punto las ordenadas espectrales con una misma probabilidad de excedencia (o su inversa, con un mismo periodo de retorno). El espectro UHS es una herramienta útil en el diseño de estructuras con varios grados de libertad, para las cuales se demanda un nivel de riesgo uniforme.

Estos métodos probabilistas no proporcionan el concepto de terremoto de diseño. Sin embargo, presentan otras ventajas, tales como integrar las estimaciones de incertidumbre o considerar la recurrencia de todos los terremotos



(no solo los de magnitud máxima) y así dar un nivel de peligrosidad consistente para todos los sitios.

Con el propósito de proporcionar mayor robustez a los resultados del análisis de la amenaza, se han propuesto métodos de desagregación, que combinan aspectos probabilistas -como estimar probabilidades anuales de excedencia con las correspondientes incertidumbres-, con aspectos deterministas -como proporcionar un escenario de diseño-. La desagregación consiste en la descomposición de la amenaza total en contribuciones parciales debidas a cada sismo, con el fin de identificar cual contribuye con mayor probabilidad a la excedencia del movimiento en el emplazamiento. Dicho sismo se denomina sismo de control. La desagregación supone adoptar un planteamiento híbrido probabilista-determinista, en el sentido de que define un cierto escenario sísmico, pero asociado a un nivel de probabilidad.

En este contexto se enmarca la metodología PSHA (del inglés, Probabilistic Seismic Hazard Assessment), que surge al considerar que el cálculo de la amenaza requiere asumir ciertas hipótesis para cuantificar la influencia de la fuente y de la propagación de ondas en la evaluación de la amenaza. Dicha metodología, impuesta en las dos últimas décadas, se ha seguido en el presente estudio y se explica con detalle en el siguiente apartado.

Además, en función de cómo se considera distribuida la sismicidad, se pueden adoptar métodos no zonificados, zonificados o híbridos.

Los **métodos zonificados** dividen la región de estudio en zonas sísmicas cuyos parámetros de sismicidad y potencial sísmico son uniformes dentro de cada zona. El fundamento matemático de estos métodos fue desarrollado inicialmente por Cornell (1968) y están basados en ajustar la sismicidad de cada zona a un modelo de recurrencia Poissoniano. Posteriormente se suma la contribución al movimiento fuerte de todas las fuentes sísmicas con sus recurrencias asociadas, que se encuentran contenidas en el área de influencia del emplazamiento dado,



para finalmente obtener la función de probabilidad que representa la peligrosidad en dicho emplazamiento.

Las fuentes sismogénicas pueden ser zonas en las que la sismicidad se considera distribuida uniformemente a lo largo y ancho de toda la zona o bien entidades físicas reconocibles, como fallas tectónicas. Cuando se adoptan zonas sismogénicas con sismicidad difusa, no es necesario tener un amplio conocimiento de la fuente sismogénica, ya que estas pueden ser definidas a partir de los datos del catálogo sísmico corregido y completo, incorporando información tectónica, geofísica y geológica. Sin embargo, la inclusión de zonas tipo falla en los estudios de amenaza requiere conocer bien la geometría de la misma, tanto en superficie como en profundidad, y su capacidad de generar terremotos.

Para caracterizar las fallas activas, es necesario determinar sus parámetros cinemáticos, que esencialmente son: intervalos de recurrencia, tasa de deslizamiento, tiempo transcurrido desde el último evento, desplazamiento por evento y geometría de la fuente. Para ello se realizan estudios de paleosismicidad y medidas GPS que proporcionan estimaciones de estos parámetros en el pasado y en la época actual, respectivamente.

La introducción de fallas junto con zonas sismogénicas en el cálculo de la peligrosidad no es un hecho trivial. Actualmente se están desarrollando metodologías híbridas, que combinan zonas y fallas (considerando éstas como unidades independientes), que requieren, como principal reto, repartir adecuadamente el potencial sísmico entre ambos tipos de fuente.

Los **métodos no zonificados** consideran que la sismicidad no está asociada a ninguna zona en concreto y por tanto no dividen la región de estudio en zonas sísmicas. Además el potencial sísmico no se considera uniforme en una zona, sino que depende principalmente de la sismicidad recogida en el catálogo. Estos métodos son muy sensibles al catálogo sísmico y son utilizados sobre todo en zonas de baja sismicidad.

4.4. METODOLOGÍA SEGUIDA EN EL ESTUDIO: PSHA

4.4.1. Definición

La aplicación del método probabilista requiere asumir ciertas hipótesis y ciertos modelos para cuantificar la influencia de la fuente y de la propagación de ondas en la evaluación de la peligrosidad, dando como resultado la probabilidad de excedencia de ciertos valores de la amplitud del movimiento en el sitio (prefijados), como consecuencia de los terremotos que puedan ocurrir en cualquier punto del área de influencia.

El proceso global de cálculo de la peligrosidad conlleva numerosas incertidumbres, que hacen que los resultados se puedan ver afectados de un alto grado de dispersión. La subjetividad en la definición de fuentes sísmicas, o de modelos de movimiento del terreno, son por ejemplo, dos de los factores más determinantes en la incertidumbre final de los resultados. Ante el desconocimiento de los modelos reales de fuente y propagación, la metodología PSHA, impuesta en las dos últimas décadas, pone especial énfasis en la consideración de distintas hipótesis sobre la información básica (catálogos sísmicos, geometría y caracterización de zonas fuente, distribución temporal, espacial y de tamaño dentro de cada zona, leyes de atenuación del movimiento del suelo) y lleva a cabo un análisis de las incertidumbres asociadas (Bernreuter *et al.*, 1989, Budnitz *et al.*, 1997). Esta es la metodología seguida en el presente trabajo.

Existen esencialmente dos tipos de incertidumbres, epistemológicas y aleatorias, las cuales se describirán más adelante. Ambos tipos de incertidumbres se presentan en las diferentes fases de cálculo de la amenaza: definición de zonas sismogénicas y relaciones de recurrencia, leyes de atenuación (o modelos de predicción del movimiento) y efecto de las condiciones locales del emplazamiento. Para cuantificar y calibrar dichas incertidumbres se ha propuesto la metodología de árbol lógico, que permite considerar distintos nodos, correspondientes a distintos estados del proceso (por ejemplo, zonificación, elección de modelo de atenuación, etc.) y ramas en cada nodo que corresponden a opciones del mismo.



Finalmente y como complemento a los estudios probabilistas, se recurre a la técnica de desagregación de la peligrosidad, cuyo propósito es definir las características (usualmente, distancia fuente-emplazamiento y magnitud) del sismo de control o sismo que aporta mayor contribución a la peligrosidad en un emplazamiento dado.

La metodología PSHA aplicada a un emplazamiento específico lleva a determinar la tasa anual de excedencia (o frecuencia anual de excedencia) de diferentes valores de un parámetro de movimiento dado. Considerando que la sismicidad que afecta a un emplazamiento se ajusta a un modelo de Poisson (lo que implica la independencia temporal y espacial entre terremotos de una misma fuente), se puede suponer que el movimiento fuerte del suelo en dicho emplazamiento se rige también por un proceso poissoniano. Así, la probabilidad de que haya al menos una excedencia del parámetro de movimiento en un periodo de t años se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$P(\text{al menos 1 excedencia en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t} = 1 - e^{-\frac{t}{Tr}} \quad (2)$$

Donde:

- λ es la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento Y
- t es el número de años para los que se calcula la amenaza
- Tr es el periodo de retorno

En la mayoría de los casos el exponente de esta ecuación es pequeño, por lo que se puede hacer la siguiente aproximación:

$$P(\text{al menos 1 excedencia en } t \text{ años}) = \lambda t = t/Tr \quad (3)$$

Para un periodo de exposición de un año ($t = 1$ año), la probabilidad anual de excedencia de un determinado nivel de movimiento se aproxima a la tasa anual de excedencia de dicho nivel:

$$P(\text{al menos 1 excedencia en un año}) = \lambda = \frac{1}{T_r} \quad (4)$$

Generalmente las normativas sismorresistentes adoptan un tiempo de exposición t de 50 años, eligiendo la probabilidad de excedencia P del movimiento que se asume para regulaciones de diseño en función de la importancia de la estructura. En la Tabla 1 se muestra la equivalencia entre los valores de probabilidad de excedencia y periodo de retorno adoptando dicho tiempo de exposición. Considerar una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, para la acción sísmica de diseño, es equivalente a considerar un periodo de retorno de 475 años y éste es el adoptado generalmente para regular las estructuras de importancia normal (viviendas convencionales), bajo el requerimiento de no colapso. En el caso de estructuras de importancia especial (escuelas, ayuntamientos y hospitales, entre otros) se recurre a un periodo de retorno de 975 años, lo que supone una probabilidad de excedencia del 5% en 50 años. De este modo, los valores de los parámetros de diseño aumentan a medida que aumenta el periodo de retorno, lo que implica adoptar un diseño más conservador.

Tabla 1. Equivalencia entre valores de probabilidad de excedencia P , Periodo de Retorno PR asociado y tiempo de exposición t .

P (%)	PR (años)	t (años)
10	475	50
5	975	50
2	2475	50

4.4.2. Fases en la determinación de la amenaza

El cálculo probabilista de la amenaza en un emplazamiento considerando sólo un conjunto de opciones de entrada se estructura generalmente en las siguientes fases (Figura 5):

1. Análisis de la sismicidad y la tectónica de la zona. En primer lugar, se adopta el modelo de sismicidad a utilizar (zonificado o no zonificado). En segundo, lugar se determina el modelo de recurrencia temporal por el

- que se establece la relación entre la frecuencia de ocurrencia de los sismos y su magnitud.
2. Determinación del modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo o ley de atenuación para la zona de estudio.
 3. Resolución de la integral de la amenaza
 4. Presentación de los resultados: curvas, mapas de amenaza y espectros de respuesta.

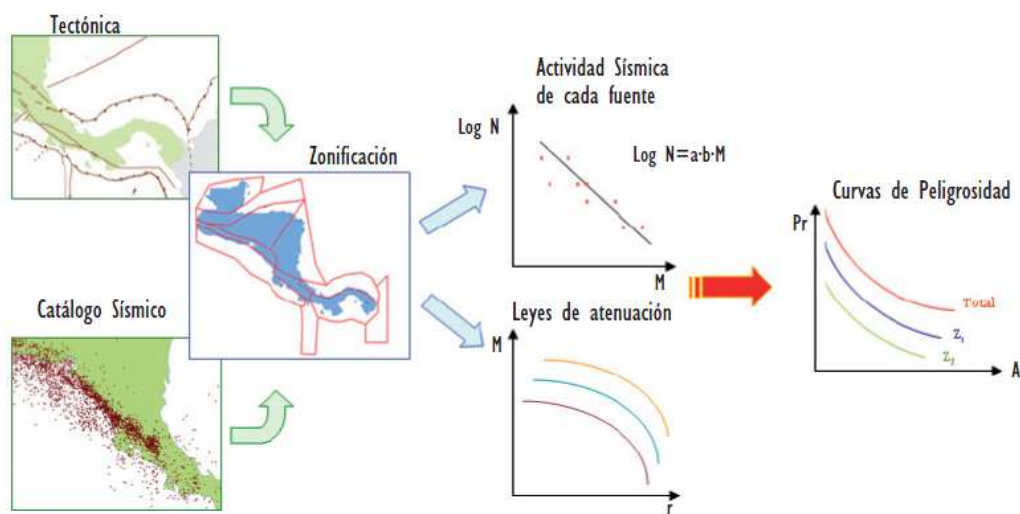


Figura 5. Fases de cálculo de la amenaza mediante un método probabilista (Benito et al., (2010)).

4.4.2.1. Análisis de la sismicidad y tectónica de la zona

En primer lugar, se deben determinar qué fuentes sísmicas pueden suponer un peligro potencial en el emplazamiento de interés, en el cual se va a realizar el estudio de amenaza sísmica. Para ello, se debe comenzar realizando un análisis detallado de la sismicidad y la tectónica del área de influencia alrededor de dicho emplazamiento. A partir de este análisis se establecerá el marco de referencia para el resto del estudio, delimitando la extensión de la zona cuyos terremotos pueden tener influencia significativa, así como las características generales de las fuentes sísmicas englobadas.

En segundo lugar, se confecciona el catálogo sísmico que incluye todos los terremotos que potencialmente puedan afectar el área de estudio. Se excluyen del

catálogo los sismos de muy baja magnitud que no presentan incidencia significativa en la peligrosidad.

El catálogo debe ser completo, homogéneo y depurado. Se considera que el catálogo sísmico está completo cuando, en un determinado rango de magnitudes, contiene todos los sismos de ese rango que han ocurrido en la zona de interés. Para resolver el problema de falta de completitud se establece un año de referencia para cada grado de intensidad o magnitud, a partir del cual se puede considerar el catálogo completo para dicho intervalo.

Por otro lado, un catálogo sísmico se considera homogéneo, con referencia al tamaño de los sismos, cuando el parámetro que lo define es el mismo para todos los terremotos. En un mismo catálogo se pueden encontrar medidas de magnitud de diferentes escalas, por lo que es imprescindible realizar las conversiones adecuadas entre ellas para obtener un catálogo sísmico homogéneo, empleando una escala uniforme de magnitud. La magnitud momento M_w es la que se adopta actualmente de forma dominante como parámetro de tamaño.

Finalmente, un catálogo sísmico se encuentra depurado de réplicas y premonitores cuando han sido eliminados todos aquellos eventos que están relacionados temporalmente con los terremotos principales. De esta forma se verifica que la probabilidad de ocurrencia de un terremoto es constante en el tiempo, o lo que es lo mismo, la actividad sísmica se ajusta a un modelo de Poisson. Esto supone asumir independencia entre sismos, lo que solo puede considerarse aceptable entre eventos principales.

Todo ello conlleva la adopción del modelo de sismicidad a utilizar, el cual puede ser zonificado o no zonificado, en función de cómo se considere distribuida la sismicidad. Si se considera un modelo zonificado, se debe caracterizar cada zona por una ley de recurrencia que relacione el tamaño de los sismos albergados en ella con su frecuencia, expresando así la distribución temporal de las magnitudes o bien las intensidades. La determinación de dicho patrón de recurrencia sísmica se realiza ajustando la sismicidad a un cierto modelo, siendo

el más comúnmente empleado el modelo o ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1944).

La ley de Gutenberg-Richter establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona, asumiendo que el logaritmo del número acumulativo de sismos que superan cada grado de magnitud varía linealmente con este parámetro. En la Figura 6 se muestra la representación gráfica de dicha ley.

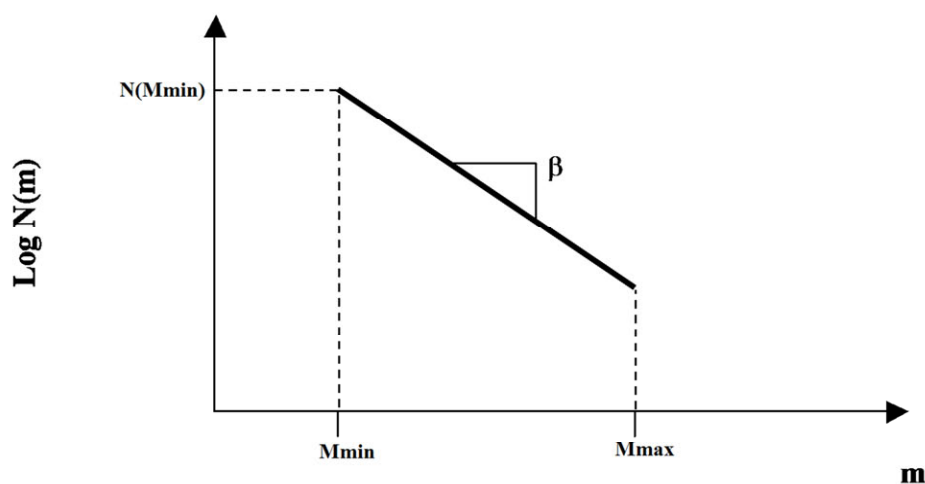


Figura 6. Representación de la Ley de Gutenberg-Richter (1944) para una zona sismogénica o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud M_{\min} y uno superior M_{\max} (Fuente: Benito et al., (2010)).

La expresión matemática de la ley de Gutenberg-Richter es:

$$\log N = a - b \cdot M \quad (5)$$

Donde:

- M es la magnitud
- N es el número de sismos de magnitud igual o superior que M
- a y b son constantes. El parámetro a es el logaritmo del número de terremotos con magnitud mayor o igual que cero mientras que el parámetro b representa la proporción entre sismos grandes y pequeños en la zona.

Esta fórmula se expresa habitualmente en términos de logaritmo neperiano:

$$\ln N(M) = \alpha - \beta \cdot M \quad (6)$$

Dónde $N(M) = \exp(\alpha - \beta \cdot M)$, siendo $\beta = b \cdot \ln 10$ y $\alpha = a \cdot \ln 10$

La tasa anual de ocurrencia de terremotos $\tau(M)$ que superan una magnitud dada se obtiene dividiendo el número de terremotos N por el número de años TC (periodo de tiempo durante el cual se puede considerar el catálogo completo para un intervalo de magnitud determinado.). Dicha tasa se considera constante, extrapolándose a todo el periodo de estudio.

$$\tau(M) = \frac{N(M)}{TC} = \frac{e^{\alpha - \beta M}}{TC} \quad (7)$$

En resumen, los parámetros necesarios para realizar la caracterización sísmica de cada fuente son la magnitud máxima (M_{\max}) y mínima (M_{\min}), la tasa de sismos que superan la magnitud mínima $\tau(M_{\min})$ y la pendiente de la recta Gutenberg-Richter (b).

4.4.2.2. Modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo

A continuación, se debe seleccionar el modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento, también conocido como ley de atenuación. Dicho modelo refleja cómo se atenúan las ondas sísmicas en su trayecto de la fuente al emplazamiento y relaciona el parámetro de movimiento, definido por la aceleración, velocidad o desplazamiento (que actúan como variables dependientes) con el parámetro que establece el tamaño del sismo en la fuente (intensidad macrosísmica I o magnitud M), la distancia fuente-emplazamiento r , y una medida de la dispersión de los datos en su ajuste al modelo (variables independientes). También se pueden incluir en el modelo otras variables, como el factor de tipo de suelo, el tipo de falla causante del sismo o mecanismo focal, etc.

Existen varias formas de definir las variables independientes incluidas en los modelos de movimiento, lo que se traduce en diferentes definiciones de magnitud (M_s , M_w , M_b) y distancia (R_{ep} , R_{hip} , R_{rup}), lo que impide la comparación directa de los modelos y complica la elección del modelo que mejor se ajusta a las

características de cierto emplazamiento. Como consecuencia, es necesario recurrir al uso de fórmulas de conversión entre diferentes tipos de variables.

4.4.2.3. Evaluación de la amenaza mediante la aplicación del modelo matemático de cálculo

Una vez definidos los inputs de cálculo (zonificación, parámetros sísmicos y atenuación), se procede al cálculo de la peligrosidad propiamente dicho, lo que supone resolver la integral de la amenaza según el planteamiento probabilista de Cornell (1968) y Esteva (1967, 1968). Se evalúa así la amenaza como la probabilidad de que se supere un valor umbral del parámetro de movimiento en el emplazamiento debido a la actividad de todas las zonas sismogénicas que rodean el mismo y pueden contribuir al nivel de movimiento prefijado.

La expresión de la integral de peligrosidad debida a un conjunto de N fuentes sísmicas es la siguiente:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\epsilon_i}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad (8)$$

Donde:

- La función densidad de probabilidad en magnitud $f_M(m)$ describe la probabilidad de que ocurra un terremoto de una determinada magnitud en esa fuente. Representa directamente el efecto de la fuente y se deriva del modelo de recurrencia que se considere para la sismicidad, en este caso de la ley de Gutenberg-Richter.
- La función densidad de probabilidad en distancia $f_R(r)$ describe la probabilidad de que el epicentro de un hipotético terremoto producido en la fuente considerada se encuentre a una distancia r del emplazamiento de cálculo. Así, $f_R(r)$ depende de la posición relativa entre la fuente considerada y el emplazamiento de cálculo, por tanto no es uniforme para una misma zona y hay que calcularla para cada emplazamiento. Esta función no tiene una expresión analítica conocida, salvo en el caso de

geometrías de fuente muy sencillas, por lo que debe ser calculada numéricamente.

- La función de probabilidad de épsilon $f_{\epsilon}(\epsilon)$ está relacionada con la distribución de valores del parámetro de movimiento del suelo (y) que se pueden presentar para unos valores fijos de magnitud y distancias. Debido a la aleatoriedad del movimiento, para una magnitud m y una distancia r dadas, el parámetro de movimiento y puede tomar distintos valores que se ajustan razonablemente bien a una distribución log-normal de y con una cierta σ . Este valor de σ se incluye en los modelos o ecuaciones de predicción del movimiento (conocidas como GMPE, del inglés Ground Motion Prediction Ecuations) como una variable independiente más, añadida a m y r . El parámetro ϵ indica el número de desviaciones estándar que se consideran en la estimación o predicción de y .
- Finalmente, la resolución de la triple integral se realiza de forma numérica a través de las funciones densidad de probabilidad $f_{Mi}(m)$, $f_{Ri}(r)$, $f_{\epsilon i}(\epsilon)$. De esta forma, sumando la contribución de todas las fuentes se obtiene la tasa anual de excedencia de cada valor umbral fijado del parámetro de movimiento y , que representa la peligrosidad sísmica expresada en términos anuales.

4.4.2.4. Representación de los resultados: curva de amenaza

La curva de peligrosidad sísmica es el modo de representación gráfica de la resolución numérica de la integral de la amenaza para varios valores del parámetro del movimiento de referencia Y . Proporciona para un cierto emplazamiento, las probabilidades anuales de excedencia de los distintos niveles de los parámetros de movimiento elegidos (PGA, SA (T), PGV, etc.). Esta curva se puede expresar también en términos de periodo de retorno (inversa de la probabilidad anual de excedencia).

Además, con el fin de construir mapas de peligrosidad sísmica de un territorio dado, en términos de PGA o de alguna aceleración espectral SA (T) para



una determinada probabilidad anual de excedencia o un periodo de retorno preestablecido, se desarrollan los cálculos en todos los puntos de una malla cubriendo el territorio de interés.

4.5. TRATAMIENTO DE INCERTIDUMBRES

Las diferentes fases de cálculo de la peligrosidad sísmica llevan asociadas una serie de incertidumbres. Es importante identificar su naturaleza y cuantificarlas adecuadamente ya que es imposible eliminarlas por completo. Por este motivo, se han desarrollado técnicas de reconocimiento, cuantificación y reducción de incertidumbres.

En función de su naturaleza, las incertidumbres pueden clasificarse en aleatorias y epistemológicas. Ambos tipos de incertidumbre se presentan en las diferentes fases de cálculo de la peligrosidad: definición de zonas sismogénicas y su relación de recurrencia, leyes de atenuación y efecto de las condiciones locales del emplazamiento.

4.5.1. Incertidumbre aleatoria

Esta incertidumbre está asociada a errores en la estimación de los parámetros de un determinado modelo y se refiere a la variabilidad natural de los procesos relacionados con la generación de movimiento fuerte y la fuente sísmica. Para reducirla se deben estimar con mayor precisión los modelos inherentes a esos procesos, aumentando la cantidad y calidad de los datos existentes. La incertidumbre aleatoria se puede cuantificar a través de una distribución de probabilidad, incorporándose al cálculo de forma analítica o mediante simulaciones de Montecarlo.

También se tienen en cuenta las desviaciones σ obtenidas en los ajustes, considerando así las incertidumbres paramétricas asociadas a los parámetros a y b de las leyes de Gutenberg-Richter. Para tener en cuenta la incertidumbre asociada a la magnitud máxima ($M_{\text{máx}}$) de cada zona, se considera una distribución Gaussiana. La incertidumbre aleatoria asociada a la desviación σ del modelo de movimiento fuerte representa la variabilidad de los datos que se ajustan al mismo.

Esta desviación se incorpora al cálculo probabilista de forma directa en la triple integral de peligrosidad por medio de la variable ϵ .

4.5.2. Incertidumbre epistemológica

La incertidumbre epistemológica es inherente a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento etc. Se debe a la falta de conocimiento completo sobre las leyes que rigen cada proceso y sólo se podría estimar si se conociera el modelo real. Esta incertidumbre no se puede cuantificar utilizando una distribución, por lo tanto, se trata a partir del árbol lógico, el cual se formula con varios nodos, cada uno con varias ramas. Cada nodo representa un estado del proceso (zonificación, atenuación, etc.) y de cada nodo pueden colgar varias ramas, que representan modelos alternativos del proceso en cuestión. En el siguiente apartado desarrolla con más detalle este procedimiento.

4.6. ÁRBOL LÓGICO

El árbol lógico es una herramienta empleada en la metodología PSHA con el fin de incorporar todas las opciones posibles en el cálculo y establecer cuáles ellas pueden darse con mayor probabilidad, proporcionando así una estimación cuantitativa de la incertidumbre epistémica del estudio PSHA.

Su formulación fue desarrollada por Coppersmith y Young (1986), EPRI (1986) y National Research Council (1988). Este método ordena la serie de estimaciones a realizar en el análisis de amenaza y dirige la incertidumbre de cada estimación de una manera secuencial, hasta obtener la incertidumbre de los resultados finales.

El árbol lógico se compone de nodos y ramas. Por un lado, los nodos indican los diferentes elementos que intervienen en el análisis cuya incertidumbre se quiere cuantificar, ya sea un parámetro como la magnitud máxima o un estado del proceso como la zonificación sísmica elegida. Por otro lado, las ramas representan las diferentes opciones consideradas para cada uno de dichos elementos, contempladas por medio de diferentes modelos. A cada rama que parte de un nodo, se le asigna un peso que representa la probabilidad de que la opción



contemplada sea la real. Para establecer que ramas se adaptan mejor a los datos interviene el grupo de expertos. De este modo, ponderando las diferentes opciones consideradas y atribuyendo mayor peso a las más realistas, el resultado obtenido será el que mejor capture la incertidumbre epistémica de la estimación.

Los pesos de todas las ramas que parten de un mismo nodo deben sumar la unidad ya que siguiendo la metodología PSHA se asume que generalmente todos los valores que puede tomar la variable definida en cada nodo son mutuamente exclusivos y colectivamente exhaustivos.

De esta forma, las distintas opciones del cálculo de la amenaza quedan representadas por sus correspondientes ramas del árbol lógico. La adopción de un conjunto de opciones de entrada para el cálculo, definida por una sucesión de las correspondientes ramas pertenecientes a los sucesivos nodos, aportará una estimación de la probabilidad de excedencia del valor del parámetro de movimiento prefijado. Asimismo, la probabilidad de que ocurra un suceso representado por un determinado conjunto de ramas, es el producto de los pesos de cada una de las ramas.

Finalmente, las soluciones de las diferentes ramas del árbol lógico se combinan con el fin de dar un único resultado del análisis de amenaza, presentándose este resultado acompañado de mapas que indiquen la incertidumbre involucrada en el estudio PSHA. Los mapas obtenidos mediante el procedimiento del árbol lógico ofrecen una medida del movimiento resultante de promediar la acción de un conjunto de opciones que reflejan el estado del conocimiento actual de la manera más consensuada posible (Newman *et al*, 2001).

4.7. JUICIO DE EXPERTOS

La metodología de árbol lógico contiene factores subjetivos tales como la intervención del analista al asignar pesos a las diferentes ramas del árbol o asignar las funciones de probabilidad de las variables representadas por funciones continuas (por ejemplo, magnitud máxima esperable en una zona sismogénica).



La ponderación de las distintas ramas es de gran importancia e influye notablemente en los resultados del estudio PSHA, por lo que no se delega toda la responsabilidad en un solo analista, si no que se establece con el consenso de un grupo de especialistas que adoptan una solución.



5. NUEVA PROPUESTA DE ZONIFICACIÓN SÍSMICA EN AMÉRICA CENTRAL

En el presente trabajo se propone una nueva zonificación sísmica para América Central, incorporando los resultados de los últimos estudios de investigación a la zonificación publicada por Benito *et al.* (2010), suponiendo así, la actualización de la misma. Además, se ha calculado la amenaza sísmica en dicha región en base a la nueva zonificación, comprobando así como las modificaciones aplicadas a la zonificación sísmica preliminar influyen en los valores resultantes de amenaza.

De este modo, el proceso de cálculo se ha desarrollado siguiendo las fases de la metodología PSHA, adoptando un modelo de zonas sismogénicas que abarcan toda la región de América Central. Estas zonas siguen el mismo patrón sísmico, es decir, todos los puntos de la misma zona tienen la misma probabilidad de ocurrencia de un terremoto y los valores de los parámetros sísmicos son los mismos en todos ellos.

Para ello, en primer lugar se ha analizado la zona de estudio y partiendo del catálogo completo, homogéneo y depurado y la zonificación previamente establecida en la región, se realizó la actualización de la geometría de las zonas sísmicas. Se ha revisado la zonificación sismogénica existente y se ha definido la zonificación propuesta en base a las modificaciones determinadas de forma consensuada por el grupo de expertos, formado por los miembros de GIIS junto con la colaboración del geólogo costarricense Guillermo Alvarado.

Posteriormente, se han calculado los parámetros sísmicos que caracterizan las zonas sismogénicas, comparando los valores obtenidos en el presente estudio con los correspondientes a la zonificación preliminar de Benito *et al.*, (2010).

5.1. CONTEXTO SISMOTECTÓNICO

En el contexto tectónico, la región de América Central se encuentra en un área de contacto entre las placas Caribe, Norteamérica, del Coco y Nazca (Figura 2). Además, junto a la alta sismicidad superficial e intermedia presente en la



región (los movimientos relativos de dichas placas oscilan entre 2 a 9 cm/año) se aprecia un intenso vulcanismo activo.

Las placas de Norteamérica, Caribe y Coco forman una unión triple donde la deformación tectónica se distribuye sobre una amplia zona (p.ej. Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, (2000); Lyon-Caen *et al.*, (2006); Franco *et al.*, (2012)). Las placas del Coco y Nazca subducen bajo la de Caribe y la microplaca de Panamá. La zona de transición entre Coco y Nazca está formada por la Cordillera de El Coco que subduce frente a las costas costarricenses. La convergencia noreste entre las placas de El Coco y Caribe tiene una velocidad relativa de entre 70 y 90 mm/a y una escasa oblicuidad (DeMets *et al.*, (2010)), y se manifiesta en la Fosa Mesoamericana paralela a la costa pacífica generando una intensa actividad tectónica, con la formación de volcanes y zonas sísmicas (Figura 7).

Centroamérica se divide en cuatro bloques tectónicos principales (Dengo, (1969)): los bloques Maya y de Chortís al norte y los de Chorotega y Chocó al sur (Figura 7). En la mitad norte, el bloque Maya comprende parte de Guatemala y está soldado a la placa de Norteamérica, mientras que el bloque de Chortís engloba el sur de Guatemala, El Salvador, Honduras y Nicaragua. El límite entre el bloque Maya y el de Chortís es la megacizalla de Motagua-Polochic-transformante de Swan. Al sur, la separación del bloque de Chortís y Chorotega, parece darse a través de una zona de cizalla sinestral (falla de Santa Elena o de Gatún) que de algún modo es continuación del escarpe de Hess. Mientras que el límite entre Chorotega y Chocó viene definido por la Falla del Canal de Panamá, el bloque de Chocó comprende parte de Panamá (Staller, A. (2014)).

Como se ha comentado anteriormente, a lo largo de la historia de América Central se ha producido un elevado número de terremotos debido a los movimientos relativos de las placas Caribe, Norteamérica, Nazca y el Coco, la alta sismicidad y el vulcanismo activo que caracterizan esta región. La mayoría de los terremotos destructivos de la región con magnitudes moderadas y grandes (5,5



$\leq M_w \leq 8,0$) se asocian a estas estructuras tectónicas o a zonas con importante actividad sísmica causadas por fallas locales.

En la Figura 7 se muestra un mapa tectónico de la región de estudio en el cual se pueden apreciar los límites entre placas que constituyen las principales estructuras tectónicas de la región. Asimismo, en esta zona se localizan otras estructuras tectónicas importantes como el Escarpe de Hess, la Depresión de Nicaragua, las fallas del Arco Volcánico, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, la región de los grábenes del Bloque de Chortís occidental, la Falla de Jalpatagua, la Falla del Guayape y las fallas de desgarre intraplaca.

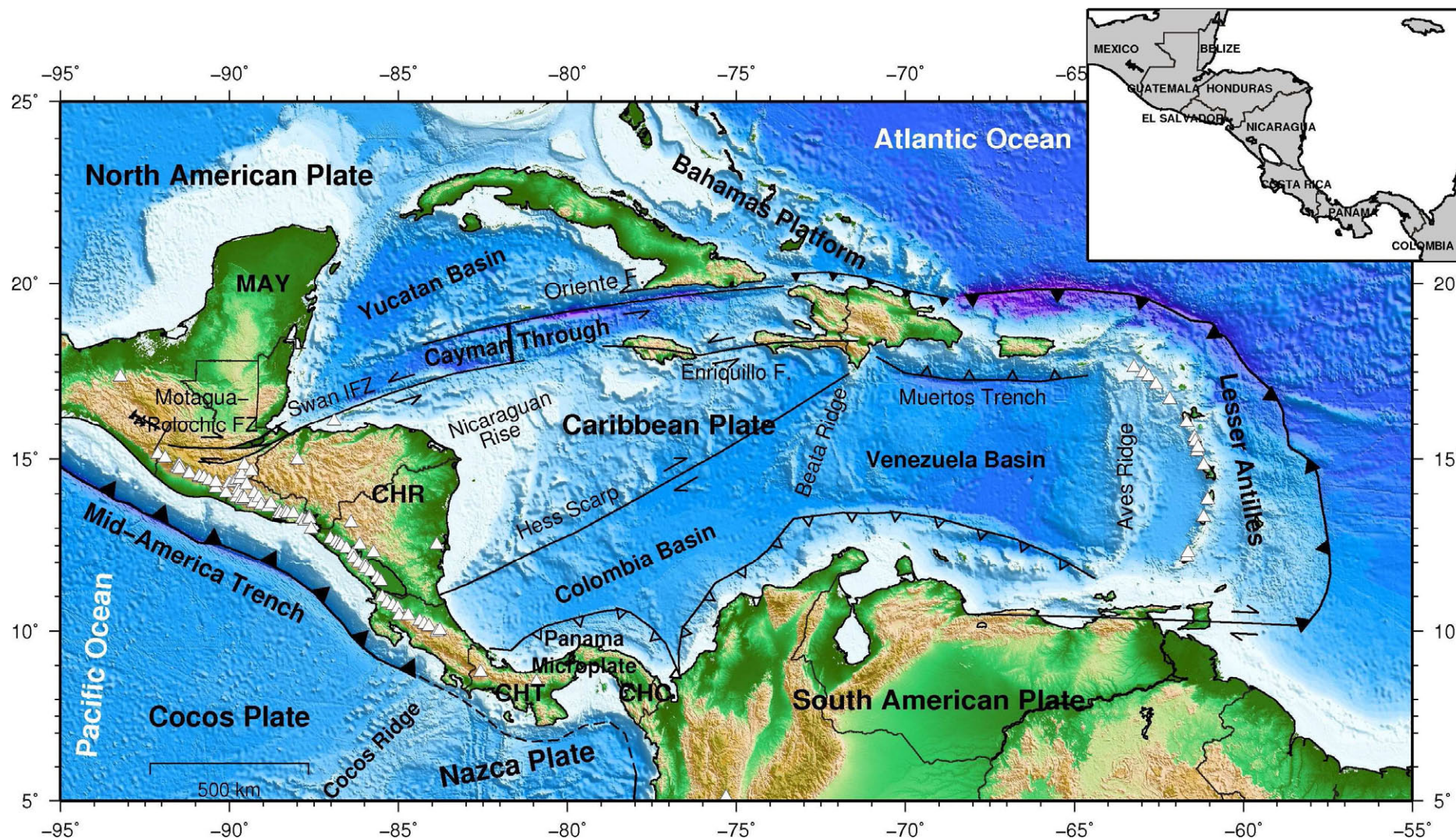


Figura 7. Mapa tectónico de América Central.

A continuación, se describen aquellas estructuras tectónicas en base a las cuales se definen las zonas sismogénicas que configuran la zonificación sísmica propuesta, a partir de la cual se ha realizado la evaluación de la peligrosidad sísmica en la región de América Central:

- **Fosa Mesoamericana**

Esta zona de subducción constituye el límite tectónico entre la placa del Coco y las placas de Nazca, Norteamericana y Caribe. Se sitúa en el Pacífico oriental, extendiéndose desde México Central hasta Costa Rica a lo largo de la costa de América Central, con una longitud de 2700 km y una profundidad máxima de 6700 m.

La zona de Wadati Benioff situada bajo el Arco Volcánico de la parte norte de América Central, es conocida como **Bloque de Chortís** y ocurren en ella sismos de hasta 200 km de profundidad.

La zona menos profunda se encuentra al sur de Costa Rica, donde la placa del Coco penetra muy superficialmente en la zona conocida como **Bloque Chorotega**, a partir de los montes oceánicos que provoca la Placa del Coco: Montes Fisher y la Cresta del Coco. De esta forma, la sismicidad registrada entre Costa Rica y Panamá tiene profundidades inferiores a los 70 km (Sallarès *et al.*, (2000)).

La Fosa Mesoamericana comprende segmentos de 100-300 km de largo caracterizados por diferencias en el rumbo y buzamiento de la subducción. (Burbach *et al.*, (1984)). Asimismo, los mecanismos focales indican fallamiento normal en los 10 primeros kilómetros de la zona de subducción (desde la fosa, en dirección a la costa) e inverso a profundidades entre los 15 y 50 km. Los sismos intraplaca, que generalmente son de fallamiento normal, suceden a profundidades entre 60 y 280 km.

Los sismos de subducción más grandes han ocurrido en los segmentos de la trinchera frente a las costas de Guatemala, el Salvador y Nicaragua. Sin embargo, el segmento de la trinchera frente a Costa Rica no genera tanta actividad

y los sismos no son tan grandes, debido a la subducción de menor ángulo. A partir del análisis de la sismicidad histórica, se conoce que en la zona de subducción de Centroamérica pueden ocurrir sismos con magnitudes de hasta M_w 8,0. En el periodo abarcado por el siglo XX se originaron 51 sismos grandes en esa zona (Ambraseys y Adams, (1996)).

- **Arco Volcánico**

El Arco Volcánico se extiende desde Guatemala, a partir del Volcán Tacaná, hasta el Volcán La Yeguada, en el oeste de Panamá. Desde el año 1900 hasta el año 2015 han ocurrido en esta fuente 35 sismos destructivos con magnitudes que oscilan desde M_w 5,7 hasta M_w 6,9, a distancias del eje del Arco Volcánico de hasta 10 km (Benito *et al.*, (2010)). A pesar de sus magnitudes moderadas, estos terremotos han multiplicado su poder destructivo al ocurrir a poca profundidad y cerca de los núcleos de población. De hecho, las grandes ciudades de la región se encuentran a lo largo del eje volcánico.

Los países más afectados físicamente por dichos terremotos durante los últimos 20 años han sido El Salvador y Costa Rica, que han registrado el mayor número de damnificados en este periodo de tiempo. Los únicos países que no han sufrido terremotos destructivos en los últimos años son Belize, Honduras y Panamá; Belize comprende una zona de baja sismicidad y en Panamá, a pesar de haberse identificado recientemente fallas activas, no se han localizado fuentes sísmicas superficiales cerca de zonas pobladas.

- **Límite de placas Norteamérica-Caribe**

En su parte continental, este límite entre las placas Norteamericana y Caribe está formado por tres sistemas de fallas con rumbos aproximadamente de dirección EW, que son Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotán Chamalecón. La falla de Motagua se considera la continuación de la Falla de Swan en el caribe (Plafker, 1976, Mann *et al.*, (1990)).

Las mediciones GPS en dichos sistemas de fallas indican que en la sección oriente del límite entre las placas Norteamérica y Caribe el desplazamiento

relativo es de 1,8-2,2 cm/año, disminuyendo gradualmente hacia el oeste de Guatemala, donde es aproximadamente de 0,4 cm/año (Franco *et al.*, (2012)).

- **Depresión de Nicaragua**

La Depresión de Nicaragua es un graben que se extiende paralelamente a la costa pacífica desde el este de El Salvador hasta el norte de Costa Rica. Recientes estudios de GPS muestran el movimiento del antearco nicaragüense hacia el noroeste con una velocidad de aproximadamente 1,5 cm/año relativo a la placa de Caribe (Turner *et al.*, (2007); Alvarado *et al.*, (2011)). En esta región se localiza la Falla de Tizcapa que originó el sismo de Managua de 1972 (M_w 6,5).

- **Depresión de Honduras**

Es un conjunto de horst y grábenes orientados aproximadamente de Norte a Sur desde las montañas mayas de Belize hasta el Golfo de Fonseca que configuran una zona sísmicamente activa. La existencia de esta depresión podría ser una consecuencia directa de la deriva de la Placa del Caribe respecto de la Norteamericana y de la geometría de las zonas transcurrentes de Motagua-Polochic-Isla de Swan y del Arco Volcánico de Centroamérica (Álvarez-Gómez *et al.*, (2008)).

- **Sistema de Falla del Guayape**

Esta falla se extiende paralelamente a la falla de Motagua 300 km al este de la misma. Su actividad sísmica es muy baja, y a pesar de su clara definición topográfica, no tiene actividad sísmica destacable recientemente (Álvarez-Gómez *et al.*, (2008), Franco *et al.*, (2012)).

- **Escarpe de Hess**

El límite sur del Bloque de Chortís está definido por el Escarpe de Hess, con una actividad sísmica muy baja. Éste se define como un alineamiento batimétrico prominente dentro de la Placa Caribe que se extiende a lo largo de más de 1000 km desde la costa Caribe de Nicaragua hasta Cuba Meridional. A pesar de ser una zona sísmicamente tranquila comparada con las demás zonas, registra actividad sísmica moderada cerca de Nicaragua.

- **Zona de fractura de Panamá**

Al este de la Cresta del Coco se encuentra la Fractura de Panamá, un sistema de fallas transcurrentes oceánicas muy activo que separa las Placas del Coco y Nazca. La sismicidad en esta zona es muy superficial (<15km) y sus mecanismos focales son del tipo lateral derecho. (Pennington, (1981); Wolters, (1986); Adamek *et al.*, (1988); Camacho, (1991)).

- **El Cinturón Deformado del Sur de Panamá**

La Trinchera de Panamá, localizada al este de la Cresta del Coco, se extiende paralela al margen pacífico de Panamá. Al norte de la Trinchera de Panamá se localiza la Zona de Falla del Sur de Panamá, paralela a la costa. En esta zona, los mecanismos inversos se asocian a la convergencia oblicua de la Placa de Nazca con la Microplaca de Panamá.

- **Cinturón Deformado del Norte de Panamá**

El Cinturón deformado del Norte de Panamá es una amplia zona de deformación originada por la convergencia entre la Placa Caribe y la Microplaca de Panamá, que se extiende en forma de arco paralela al margen Caribe de Panamá (Stefan *et al.*, (1988), Silver *et al.*, (1990)). La tasa de convergencia entre la Placa Caribe y la Microplaca de Panamá es de 7 ± 2 mm/año (Trenkamp *et al.*, (2002)). La sismicidad registrada en esta zona se localiza principalmente entre los 20 km y 100 km de profundidad y sus mecanismos focales son de tipo inverso (Camacho *et al.*, (2010)).

- **Sutura de Atrato-Murindo**

Esta zona también conocida como la Zona de Sutura de Panamá está asociada a la convergencia en dirección este de la Microplaca de Panamá con respecto a la Placa Suramericana (Colmenares y Zoback, (2003)), con una tasa de 1-2,2 cm/año (Trenkamp *et al.*, (2002)).

En la Figura 8 se muestra un mapa de la sismicidad que configura el catálogo sísmico empleado en el presente estudio. En dicho mapa se puede observar la relación entre la sismicidad y la tectónica de la zona.



Coincidiendo con el límite compresivo de la Placa del Coco con la Placa Caribe, se registra una gran actividad sísmica en la Zona de Subducción. Esta sismicidad profunda está acompañada de una banda de eventos poco profundos localizados en el Arco Volcánico Centroamericano, con menos frecuencia hacia el noroeste.

El límite transcurrente Norteamérica-Caribe, definido por el sistema de fallas Polochic-Motagua-Swan está representado por una sismicidad muy somera ($<35\text{km}$) alineada sobre la transformante de las Islas de Swan. La sismicidad más somera ($<15\text{km}$) se localiza mayoritariamente en el límite de placas Norteamérica-Caribe, en el Arco Volcánico y en el Escarpe de Hess.

La fractura de Panamá, representada por su alta sismicidad superficial, es una de las zonas más activas de Centro América. Constituye el límite entre las Placas del Coco y Nazca, y en ella se ubica un punto triple difuso que separa dichas placas de la Placa Caribe.

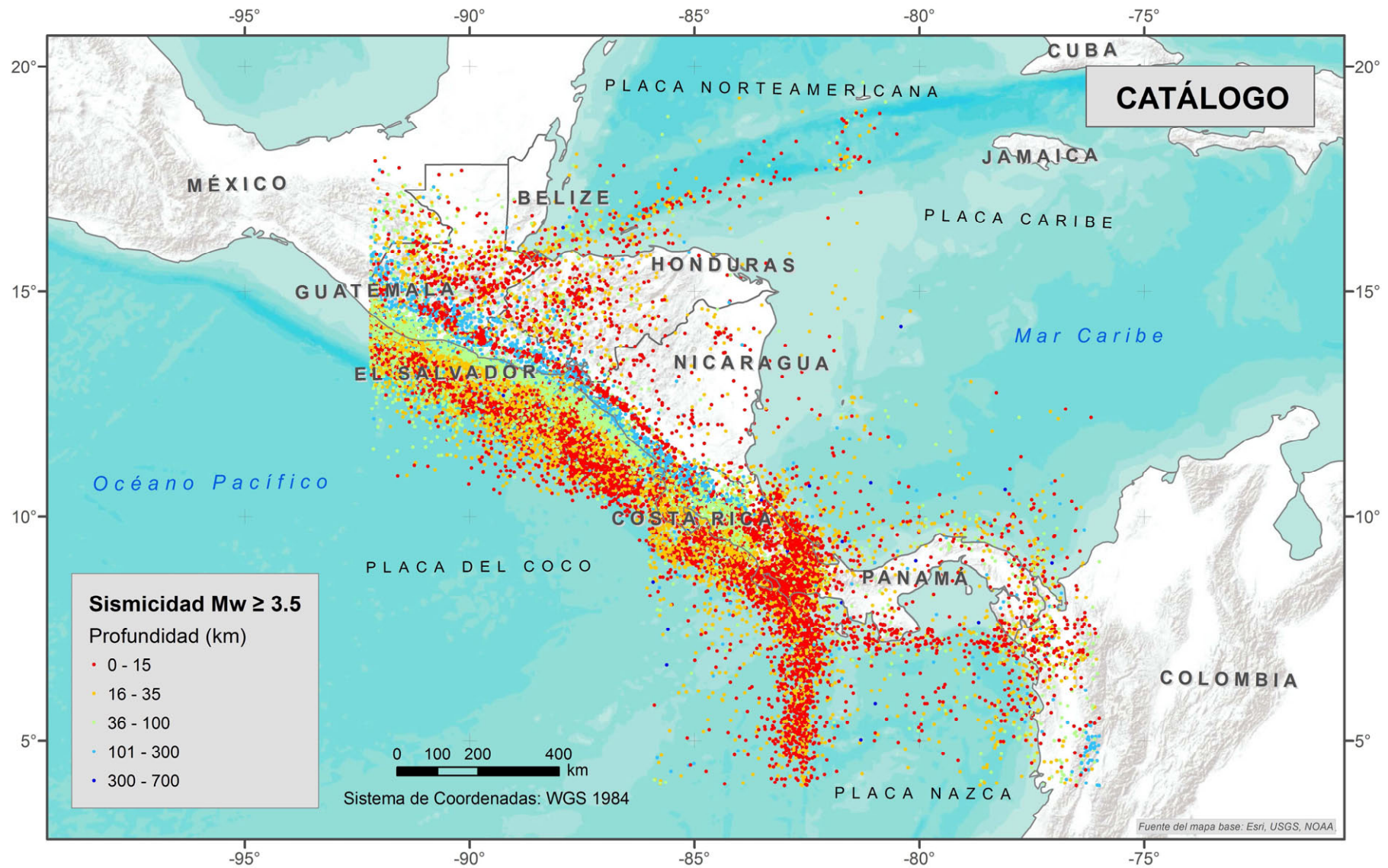


Figura 8. Distribución de los eventos principales de magnitud $M_w \geq 3,5$ recogidos en el catálogo sísmico.

5.2. CATÁLOGO SÍSMICO

En el estudio de sismicidad realizado en el presente trabajo se ha partido del catálogo confeccionado en el proyecto RESIS II, en cual que participó el grupo GHS. Este catálogo, elaborado unificando diversos catálogos regionales, parte a su vez del catálogo de Rojas *et al* (1993a) actualizado hasta el año 2007 con los datos del CASC (Central America Seismological Center) y de los catálogos nacionales de El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Panamá. Para la realización del presente trabajo, se han incorporado al catálogo de partida aquellos eventos registrados hasta el año 2011, incluyendo 4370 sismos ocurridos desde el año 2007 al 2011.

Dicho catálogo fue homogeneizado, utilizando así la magnitud momento (M_w) como parámetro único de tamaño de los terremotos. Asimismo, se encuentra depurado de réplicas y premonitores, por lo que sólo contiene eventos principales (23201 eventos). Este catálogo fue también revisado para descartar la existencia de sismos repetidos, un hecho frecuente principalmente en las zonas fronterizas.

Posteriormente se sometió al análisis de completitud para el cálculo probabilista de la amenaza. Para ello se establecieron los periodos temporales en los que el registro sísmico es completo para cada rango de magnitud (véase Tabla 2). Se tomaron intervalos de 5 décimas de magnitud, para magnitudes mayores de M_w 3.5 y se hizo distinción entre los sismos correspondientes a la zonificación cortical y los correspondientes a las zonificaciones de subducción. La distinción se hizo tomando como límite de profundidad entre ambas zonificaciones 34 km, ya que la mayoría de los programas de cálculo fijan 33 km de profundidad para los eventos superficiales cuando no se dispone de suficiente información. Por ello, la mayoría de los eventos que aparecen con esta profundidad ficticia son eventos superficiales, aunque tectónicamente haya zonas con una profundidad máxima inferior a dicho valor.



Tabla 2. Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de América Central para cada intervalo de magnitud.

Intervalo de magnitud	Año Cortical	Año Subducción
[3.5 - 4.0)	1984	1984
[4.0 - 4.5)	1976	1980
[4.5 - 5.0)	1971	1972
[5.0 - 5.5)	1957	1965
[5.5 - 6.0)	1932	1959
[6.0 - 6.5)	1865	1953
[6.5 - 7.0)	1745	1850
[7.0 - 7.5)	1732	1825
[7.5 - 8.0]	1522	1522
[8.0 - 8.5]	1522	1522

En el presente trabajo se han revisado los años de referencia utilizados en el estudio anterior y se han empleado las mismas tablas de completitud, con la única variación del año correspondiente al rango de magnitud [3.5 - 4.0) en subducción, pasando de ser 1983 a 1984. Esto es debido a que para el mismo rango de magnitud, el año de referencia para los eventos ocurridos en subducción debe ser mayor o igual que el año de referencia de los eventos superficiales.

Al remontarse en el tiempo se pueden encontrar carencias en el registro de eventos y errores en la localización de alguno de ellos, debido principalmente a la insuficiencia de estaciones y la antigüedad de las mismas. La determinación exacta del inicio del periodo de completitud de los rangos de magnitud $M_w \geq 5.5$, no es siempre evidente en la inflexión en el registro de eventos de este rango de magnitud. Por ello, se ha adoptado el 1522 (año próximo al inicio del registro histórico) como año de referencia para los mayores rangos de magnitud, ya que la recurrencia de estos eventos puede variar desde centenares a miles de años, lo cual requeriría disponer de una ventana temporal más extensa que la del catálogo para detectar el inicio del periodo de completitud.



Analizando la sismicidad de la zona de estudio, se han revisado aquellos eventos con magnitud $M_w \geq 6.7$ y profundidades someras (menos de 10 km), algunos de ellos con profundidad cero debido a que se desconfiaba de que realmente hayan ocurrido tan superficialmente, especialmente debido a su localización sobre la fosa de subducción. Considerando los modelos tectónicos actualizados durante los últimos años, los datos históricos y el archivo de datos macrosísmicos contemplados en Rojas *et al.* (1993), se ha corregido la profundidad de 124 eventos.

Durante esta revisión también se ha eliminado un evento de M_w 7 localizado en Costa Rica, ya que se encontraba duplicado al estar registrado por dos agencias diferentes. Además, se localizó una errata en la fecha de uno de los eventos localizados en Nicaragua, de M_w 6,2, el cual tenía como mes de ocurrencia el número 18, por lo que se cambió al mes número 8 por concordancia con el resto de eventos.

Así, una vez revisado, depurado y homogeneizado, el catálogo sísmico queda integrado por un total de 23211 eventos principales con $M_w \geq 3.5$ (Figura 8).

5.3. ZONIFICACIÓN SÍMICA PRELIMINAR

En primer lugar, se ha realizado la revisión de la zonificación utilizada en el cálculo de la peligrosidad publicado en el libro *Amenaza Sísmica en América Central* (Benito *et al.*, (2010)) la cual ha sido empleada como base de la nueva zonificación. Este modelo de zonas fue definido considerando la sismicidad y la tectónica de la región y se encuentra dividido según el régimen tectónico en zonas corticales, zonas de subducción interfase y zonas de subducción intraplaca. Durante esta revisión, se han encontrado incongruencias en las profundidades de la zonificación interfase, y algún error en la localización de eventos que influyen en la definición de la zonificación utilizando únicamente datos sismológicos.

La zonificación sísmica de partida fue elaborada mediante la integración de todos los datos disponibles en América Central considerando los estudios

anteriormente realizados en esta región, tal y como se muestra en la Figura 9. De esta forma, se dividió en polígonos toda la zona de influencia que puede afectar potencialmente a la región de Centro América. Cada polígono es considerado como una fuente sismogénica independiente con sismicidad uniforme, es decir, cada área tiene un potencial sísmico homogéneo, lo que implica que todos los puntos de su interior llevan asociados un mismo modelo recurrencia, asignando una tasa de ocurrencia de sismos y una proporción de sismos grandes frente a pequeños constante en toda la zona.

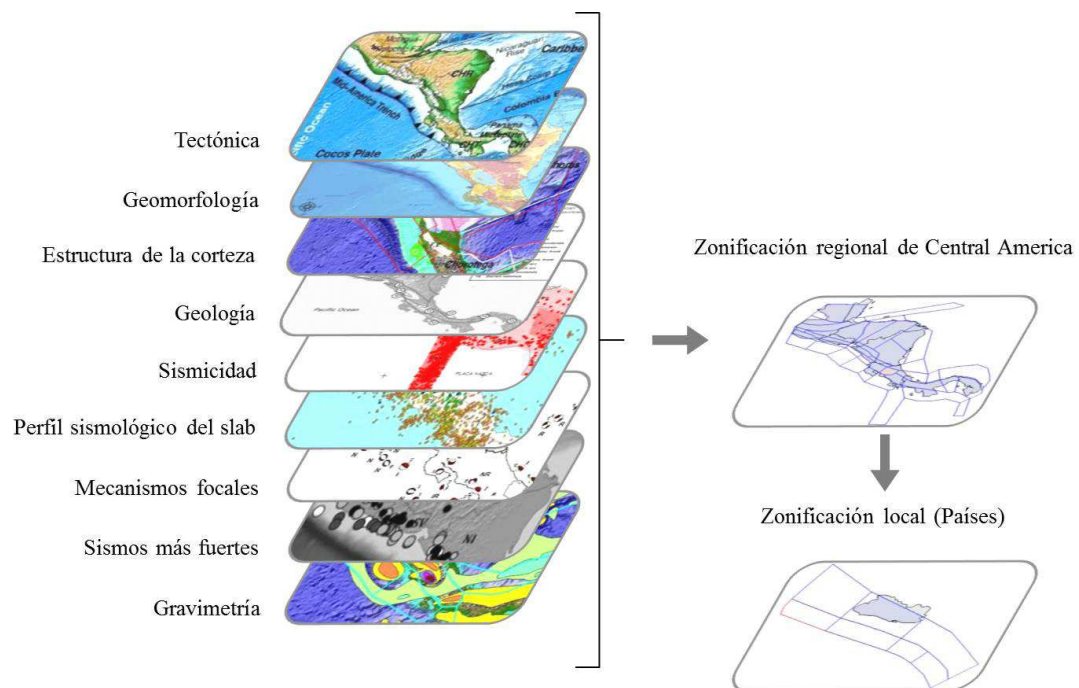


Figura 9. Esquema de la metodología seguida en la definición de las zonas sismogénicas.

La definición del conjunto de zonas que comprenden las fuentes sismogénicas que representan una amenaza en la región es uno de los elementos clave en el desarrollo de un estudio sísmico siguiendo el método zonificado. Por este motivo, es importante disponer de una zonificación sísmica actualizada.

Es por esto que teniendo en cuenta criterios como los datos sismotectónicos, la sismicidad, los mecanismos focales y las observaciones GPS, el grupo de expertos ha acordado proponer una nueva zonificación modificando los límites de determinadas zonas, sus profundidades máximas y la inclusión de



nuevas zonas (principalmente en Panamá). Para ello, se ha analizado la cartografía de la región, la geología, la morfología del relieve y el espesor de la corteza. Como resultado de la citada revisión y modificación se han propuesto nuevos mapas de zonificación que, a su vez, constituyen nuevos inputs de cálculo de la amenaza.

5.4. ZONIFICACIÓN SÍSMICA PROPUESTA

En base a la zonificación anterior, se han realizado una serie de modificaciones en las zonas, fundamentalmente en la profundidad y la geometría de las mismas. Estas modificaciones han sido realizadas teniendo en cuenta la localización, la profundidad y el mecanismo focal de los sismos. De este modo, para definir esta nueva zonificación se ha considerado la actividad sísmica tanto de la zona superficial como de la zona de subducción registrada en diferentes estructuras tectónicas, tales como la Fosa Mesoamericana, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá o las fallas Polochic-Motagua.

Para establecer los límites de profundidad entre cada tipo de fuente (cortical, interfase, intraplaca) se ha analizado particularmente la localización de los sismos (Figura 10) y el carácter de sus mecanismos focales (Figura 11). Además, la profundidad de las zonas pertenecientes a cada régimen tectónico varía a lo largo de toda la región de Centroamérica, debido al cambio de ángulo de la subducción a lo largo de la Fosa Mesoamericana.

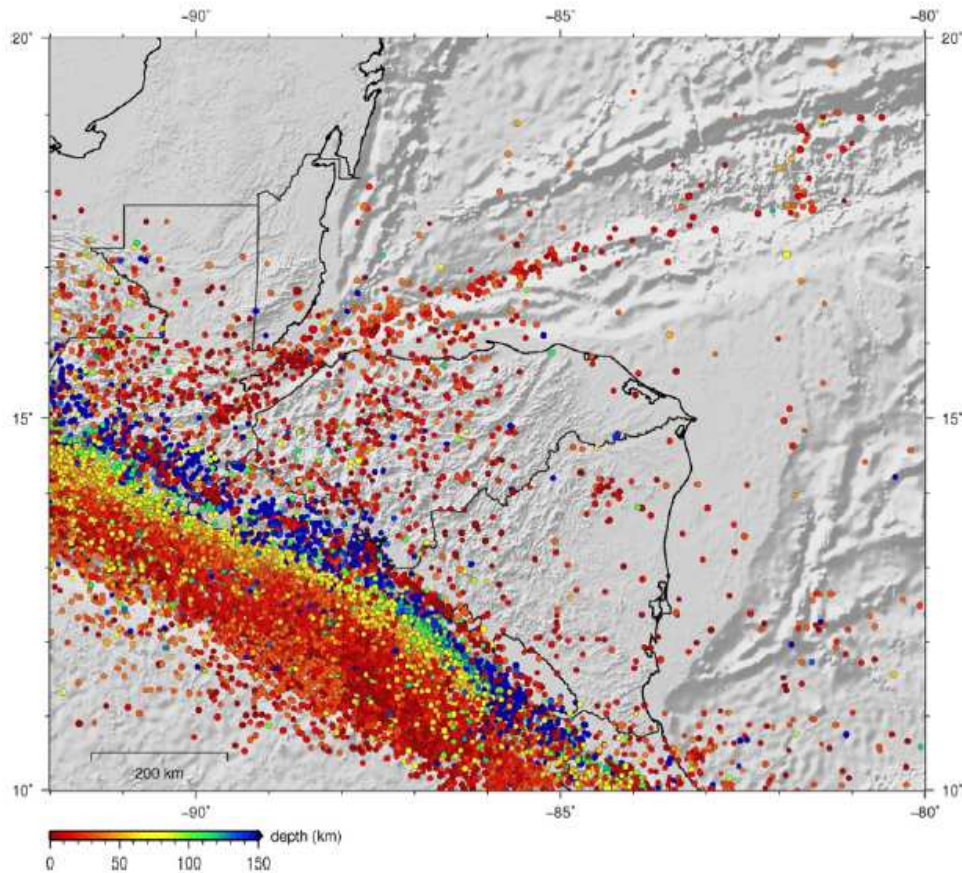


Figura 10. Mapa topográfico y batimétrico del norte de América Central con la sismicidad de $M_w \geq 4$ para el periodo 1970-2012 recogida en el catálogo de Benito et al., (2010) (A. Staller, (2014)).

En la Figura 11 se puede observar cómo en la zona de subducción se localizan tanto eventos de mecanismo normal como de mecanismo inverso. Los eventos más superficiales de la zona de subducción (interfase) están relacionados con la interacción de las placas, y los eventos más profundos con la deformación interna de la placa que subduce y son controlados por su estado térmico (Álvarez-Gómez, 2009).

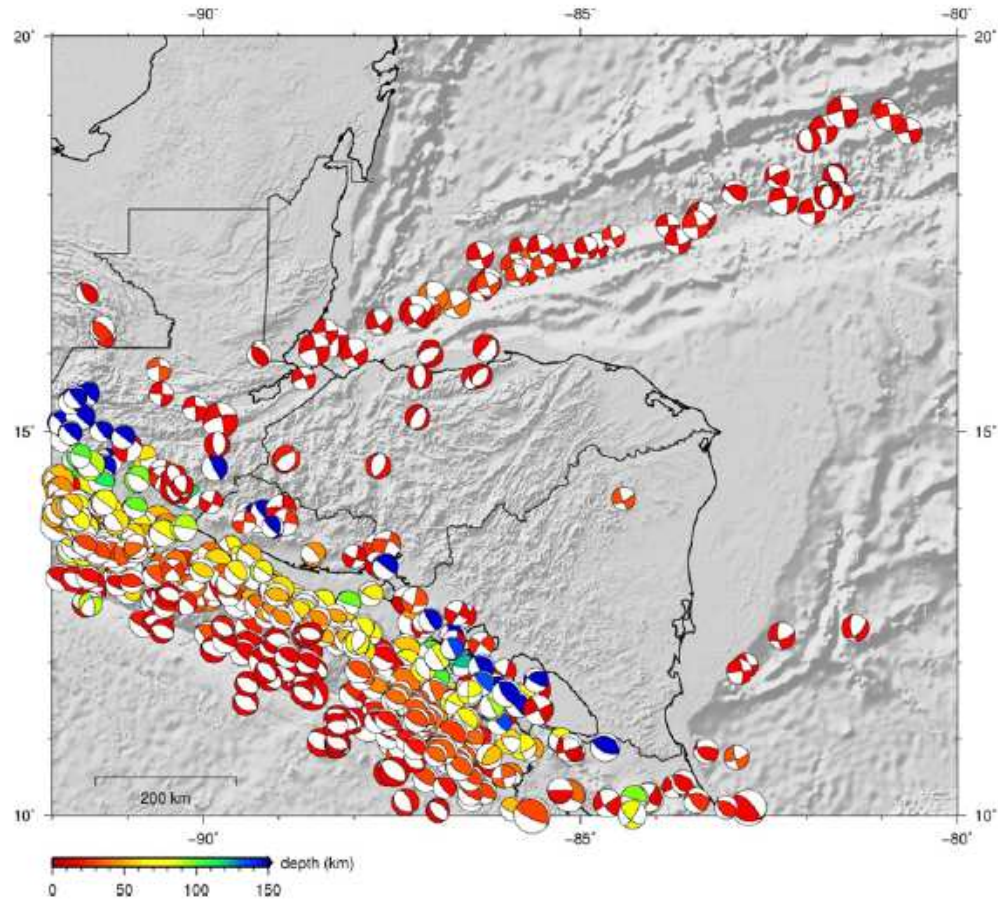


Figura 11. Mapa topográfico y batimétrico (GEOBCO database) con los mecanismos focales de los sismos recogidos en el catálogo del CMT (del inglés Global Centroid Moment Tensor) en el periodo 1976-2012 (Staller, A. 2014).

Durante los primeros 10-20 km de profundidad gran parte de los eventos se asocian a la sismicidad más superficial de las zona de subducción (interfase), aunque algunos de ellos se asocian a la deformación de la corteza continental junto con los eventos de desgarre del Arco Volcánico centroamericano. Por ello, el límite de profundidad entre las zonas corticales situadas sobre la zona de subducción y las zonas de subducción interfase se ha fijado en 10 km.

El límite entre la subducción interfase y la subducción intraplaca se ha establecido en una profundidad media de 40 km, ya que la mayoría de los eventos de falla inversa se localizan entre los 20 y 50 km de profundidad, perteneciendo por tanto a la subducción intermedia. A partir de los 40 km y hasta los 120 km disminuye el número de eventos de mecanismo inverso y de desgarre, mientras



que se encuentran más eventos de falla normal, asociados por tanto a la subducción intraplaca. A partir de los 80 km, disminuye la sismicidad, aunque en el caso de las fallas inversas esto ocurre a partir de los 60 km. Los eventos más profundos (>120 km) son mayoritariamente de mecanismo inverso, desapareciendo casi por completo los de desgarre y falla normal (Figura 11).

En el límite entre las placas Norteamericana y Caribe predominan los mecanismos focales de carácter desgarre puro (excepto los mecanismos focales de carácter normal asociados a la dorsal de Caimán), lo cual verifica la existencia de una zona de extensión en dicho límite. En el arco volcánico centroamericano, donde los eventos son someros (< 30 km), se localiza otra zona con componente mayoritariamente de desgarre (Figura 11). Entre ambas zonas de desgarre se encuentra un conjunto de eventos someros con mecanismo focal normal relativos a la zona de grábenes del bloque del Chortís. Por este motivo, el límite de profundidad de las zonas corticales situadas sobre el Arco Volcánico ha sido establecido en 20 km, considerada como profundidad media de los eventos atribuidos a dichas fuentes. Asimismo, el límite de profundidad de las zonas corticales situadas sobre el continente, coincidiendo con las depresiones de Honduras y Nicaragua, se ha establecido en 35 km, ya que la sismicidad somera localizada en estas zonas es menos superficial que la sismicidad asociada a las zonas corticales situadas cerca de la fosa. Dicho límite se ha establecido también en la zona localizada sobre la Fractura de Panamá, ya que la mayoría de la sismicidad somera registrada en dicho área se localiza en ese rango de profundidad.

En la zona de Panamá se localizan sismos con fallamiento inverso asociados a la convergencia entre la Microplaca de Panamá y la Placa del Caribe y entre la Placa de Nazca con la Microplaca de Panamá, registrados mayoritariamente entre los 20-100 km de profundidad (Figura 12). Por este motivo, los límites de profundidad mínima y máxima de las zonas interfases situadas en dicho área se han fijado en 20 y 100 km respectivamente.

Aunque el Cinturón Deformado del Norte de Panamá Central es un área de sismicidad moderada, los estudios previos realizados a partir de los datos telesísmicos de los terremotos registrados en esta zona están limitados por la escasez de eventos de magnitud mayor a 5. En la Figura 12 (b) se muestra una clara evidencia de la zona de Wadati Benioff, en el margen de la Placa Caribe en Panamá. La sismicidad está localizada por debajo de la profundidad de Moho (28 km), dentro del manto, y hasta una profundidad de 80 km (Camacho *et al*, 2010). Además, se representan los mecanismos focales de dichos eventos de profundidad intermedia.

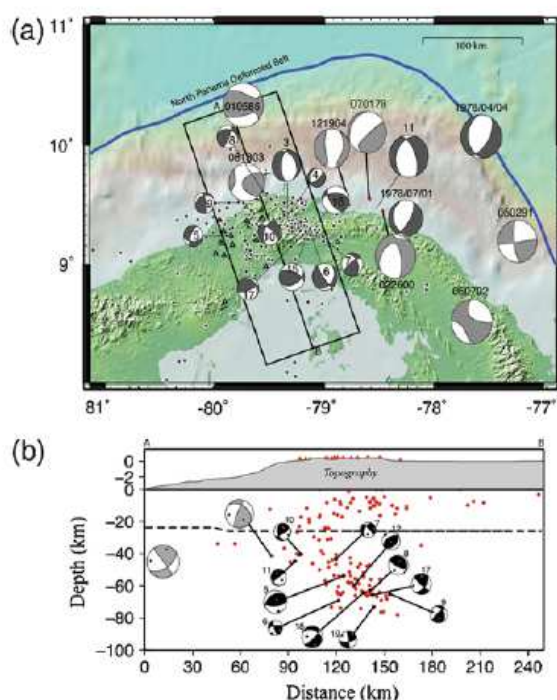


Figura 12. (a) Mapa topográfico del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, distribución de epicentros en la zona y situación de la sección AB. (b) Sección AB del mapa topográfico, distribución de los hipocentros de los eventos y sus mecanismos focales (Camacho *et al*, 2010).

A continuación, se detallan las modificaciones aplicadas a la geometría y profundidad de cada zona sismogénica, siguiendo la distribución espacial de la sismicidad, la geología y las características sismotectónicas de la región. En el Anexo 1 se recoge una breve descripción de cada zona sismogénica perteneciente a la nueva zonificación sísmica.



En cuanto a la denominación abreviada de las zonas, ésta se mantiene de forma análoga al estudio anterior. Todas las zonas se nombran con la inicial del país correspondiente y dependiendo del régimen al que pertenecen, tal y como se relacionan a continuación:

- Por un lado, en las zonas corticales la inicial se sigue por un número.
- Por otro lado, en las zonas de subducción interfase la inicial del país seguida por “si” y un número y en el caso de las zonas de subducción intraplaca la inicial del país seguida por “sp” y un número.

5.4.1. Zonas sísmicas corticales o superficiales

Basándose en los rasgos sismotectónicos y en la distribución de la sismicidad en la zona de estudio, se establecen cuarenta zonas corticales, manteniendo todas las zonas de la zonificación del estudio anterior, excepto la zona asociada a la convergencia de la Microplaca de Panamá y Colombia (zona P4), que ha sido eliminada. De este modo se ha modificado la geometría de las siguientes zonas:

- La zona coincidente con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (zona P8-C8 en la zonificación anterior), se ha dividido en las zonas actuales P8, P9 y P10-C8, por criterio de profundidad de la sismicidad registrada en dichas áreas.
- La zona límite Norteamérica-Caribe hacia el Este se ha reducido siguiendo la falla de Swan (G7).
- Se han modificado los límites de la zona que comprende el Norte de Guatemala y Belize (G8), para así encajar con la zonificación de México. A su vez, ésta queda dividida en dos zonas, generando una nueva zona que comprende el centro de Guatemala (G9).
- Se ha modificado el límite norte de la zona estable correspondiente con el Altiplano de Honduras (H2) y la zona correspondiente con la frontera entre Honduras y Nicaragua que recoge el sistema de fallas del Guayape

(H3-N11), incluyéndose además una nueva zona entre la falla de Swan y la costa norte de Honduras (H4).

- El límite norte de la zona que comprende el norte de Nicaragua hasta el Caribe (N13-14) se ha establecido siguiendo la costa.

Una vez determinada la geometría en planta de las zonas adoptadas y siendo coherentes con la tectónica de la región y la localización de la sismicidad registrada, se han establecido los límites en profundidad de las zonas, teniendo en cuenta la profundidad de dicha sismicidad y sus mecanismos focales, como ha sido explicado anteriormente. En resumen, las zonas corticales recogen sismos superficiales con profundidades someras comprendidas en los siguientes intervalos:

- **Profundidad máxima 10km:** zonas comprendidas en la zona de subducción, siguiendo la Fosa Mesoamericana: G1, G2-S2, S1, N1, N2-C1, N3, N4, C2, C3, C5 y C6.
- **Profundidad máxima 20km:** zonas sobre el Arco Volcánico y Panamá: G3, G4, S3, S4-N5, N6-7, N8, N9-10, C9, P2, P3, P5, P6 y P8.
- **Profundidad máxima 35km:** zonas sobre el continente comprendidas en Guatemala, Honduras, Nicaragua, Fractura y este de Panamá: G5-S5-H1, G6, G7, G8, G9, H2, H3-N11, H4, N12, N13-14, C4-P1, C7, C10, P7, P9 y P10-C8.

5.4.2. Zonas sísmicas de subducción interplaca

De igual modo que en la zonificación cortical, basándose en los rasgos sismotectónicos de la zona de estudio y en la distribución de la sismicidad, se establecen diez zonas de subducción interfase.

Se ha modificado la geometría de las zonas que se encuentran sobre la zona de subducción (Gsi9, Ssi5, Nsi15, Nsi16) reduciendo su extensión por el norte. Asimismo, se ha modificado la geometría de la zona Psi10 correspondiente a la zona este de Panamá (próxima al Cinturón deformado del Norte de Panamá). Para definir los límites de dichas zonas se han seguido las curvas de nivel

generadas por el USGS. Además, se ha añadido la zona Psi11 que corresponde al norte de Colombia, próxima a la subducción de la placa de Nazca bajo el extremo noroeste de Colombia, enlazando así con la zonificación colombiana. Los límites de profundidad asignados a la zona Psi11 se establecen por coherencia con las profundidades de las zonas Psi9 y Psi10 y teniendo en cuenta que la sismicidad de esta área se concentra entre las profundidades 20 km y 100 km (véase Figura 12).

Las zonas interfase abarcan los sismos registrados en la subducción intermedia, cuya profundidad está comprendida en los siguientes intervalos:

- **Profundidad entre 10 km y 40 km:** zonas localizadas sobre la zona de subducción en la Fosa Mesoamericana: Gsi9, Ssi5, Nsi15, Nsi16, Csi11, Csi12 y Csi13.
- **Profundidad entre 20 km y 40 km:** zona situada al sur de Panamá, donde la Placa de Nazca subduce oblicuamente bajo la Microplaca de Panamá: Psi9.
- **Profundidad entre 20 km y 100 km:** zonas situadas al este de Panamá y Noroeste de Colombia, donde los sismos están asociados a la convergencia entre la Microplaca de Panamá y la Placa del Caribe y entre la Microplaca de Panamá y el Bloque Norandino: Psi10 y Psi11.

5.4.3. Zonas sísmicas de subducción intraplaca

Los límites en planta de las siete zonas de subducción intraplaca (Gsp10, Ssp6, Nsp17, Csp14, Csp15, Csp16 y Psp 11), correspondientes a la sismicidad profunda, se presentan de forma contigua a la subducción interfase. Del mismo modo, el límite inferior de la subducción interfase marca el inicio de la subducción intraplaca, conteniendo estas zonas aquella sismicidad cuya profundidad supera los 40 km.

La mayoría de los terremotos intraplaca registrados, cuya profundidad está comprendida entre 50 km y 280 km, han ocurrido con epicentro entre El Salvador y Nicaragua (Güendel & Protti, (1998); Warren *et al.*, (2008)).



A continuación, se presentan los mapas de la nueva zonificación resultante de la aplicación de las modificaciones propuestas, en base a la cual se ha desarrollado el presente estudio (Figuras 13,14 y 15).

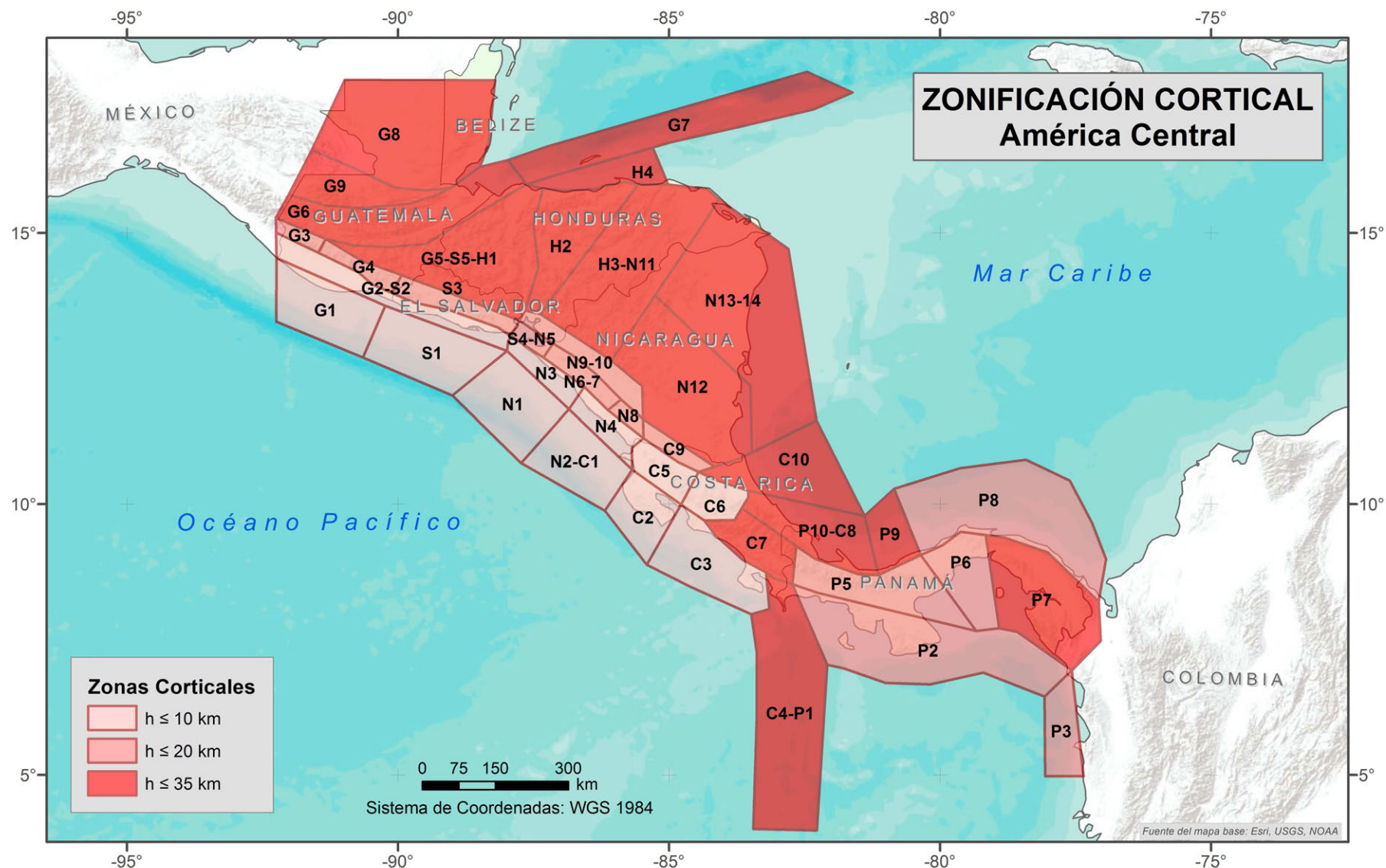


Figura 13. Zonificación cortical propuesta para la región de América Central (en función de los límites de profundidad de sus zonas).



Figura 14. Zonificación interfase propuesta para la región de América Central (en función de los límites de profundidad de sus zonas).

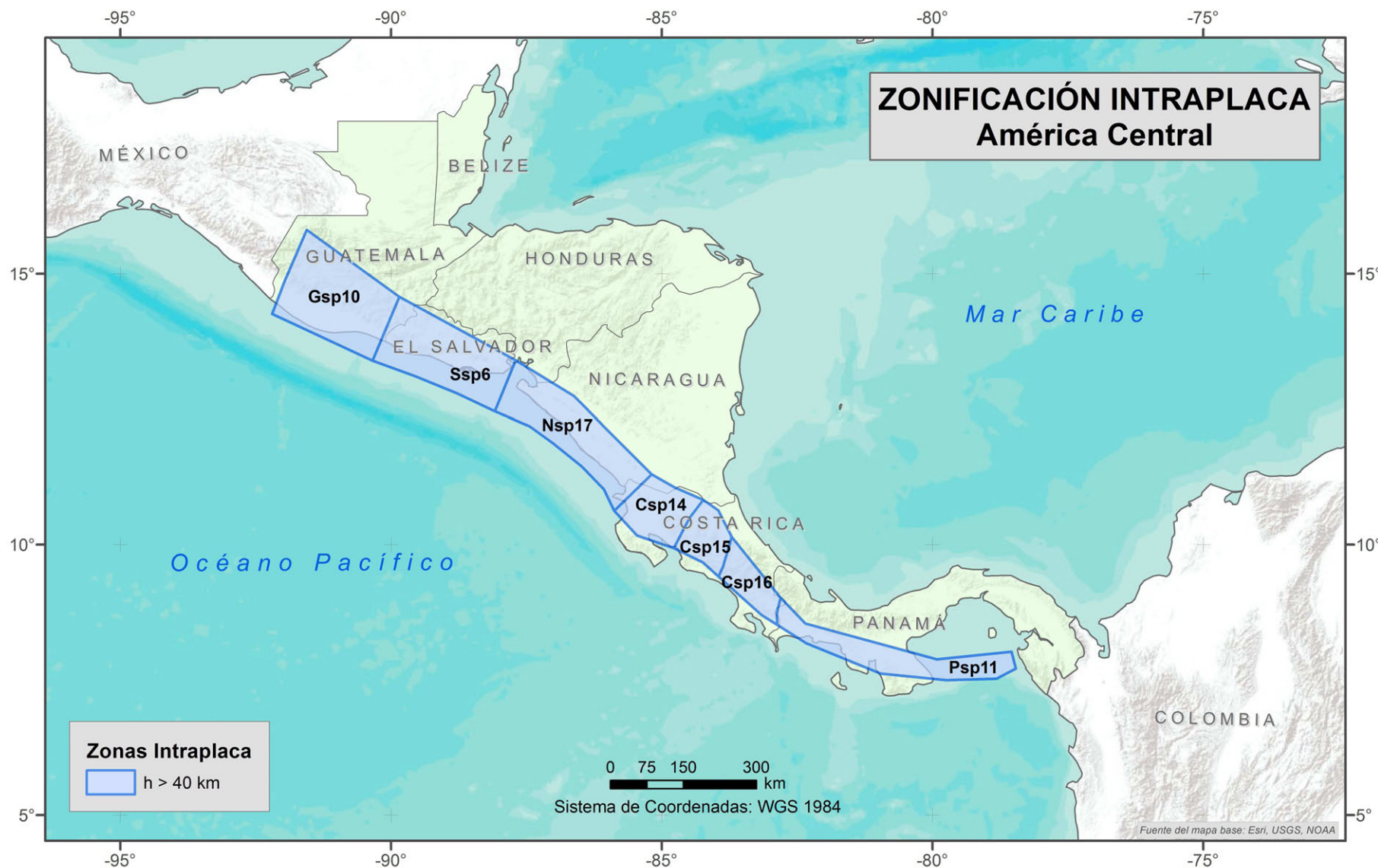


Figura 15. Zonificación intraplaca propuesta para la región de América Central (en función de los límites de profundidad de sus zonas)



5.4.4. Distribución de la sismicidad

Una vez definida la geometría de la zonificación y corregidas las profundidades de los eventos recogidos en el catálogo que han sido relocalizados en los últimos años, se ha asignado la sismicidad a cada régimen tectónico, considerando particularmente la profundidad del hipocentro y el mecanismo focal. De este modo, una vez realizada la selección del catálogo correspondiente a cada zonificación, se dispone de total de un total de 21551 eventos, repartidos en tres catálogos sísmicos en función del régimen tectónico al que corresponden (Figura 16):

- Catálogo cortical: 9063 eventos
- Catálogo interfase: 7138 eventos
- Catálogo intraplaca :5349 eventos

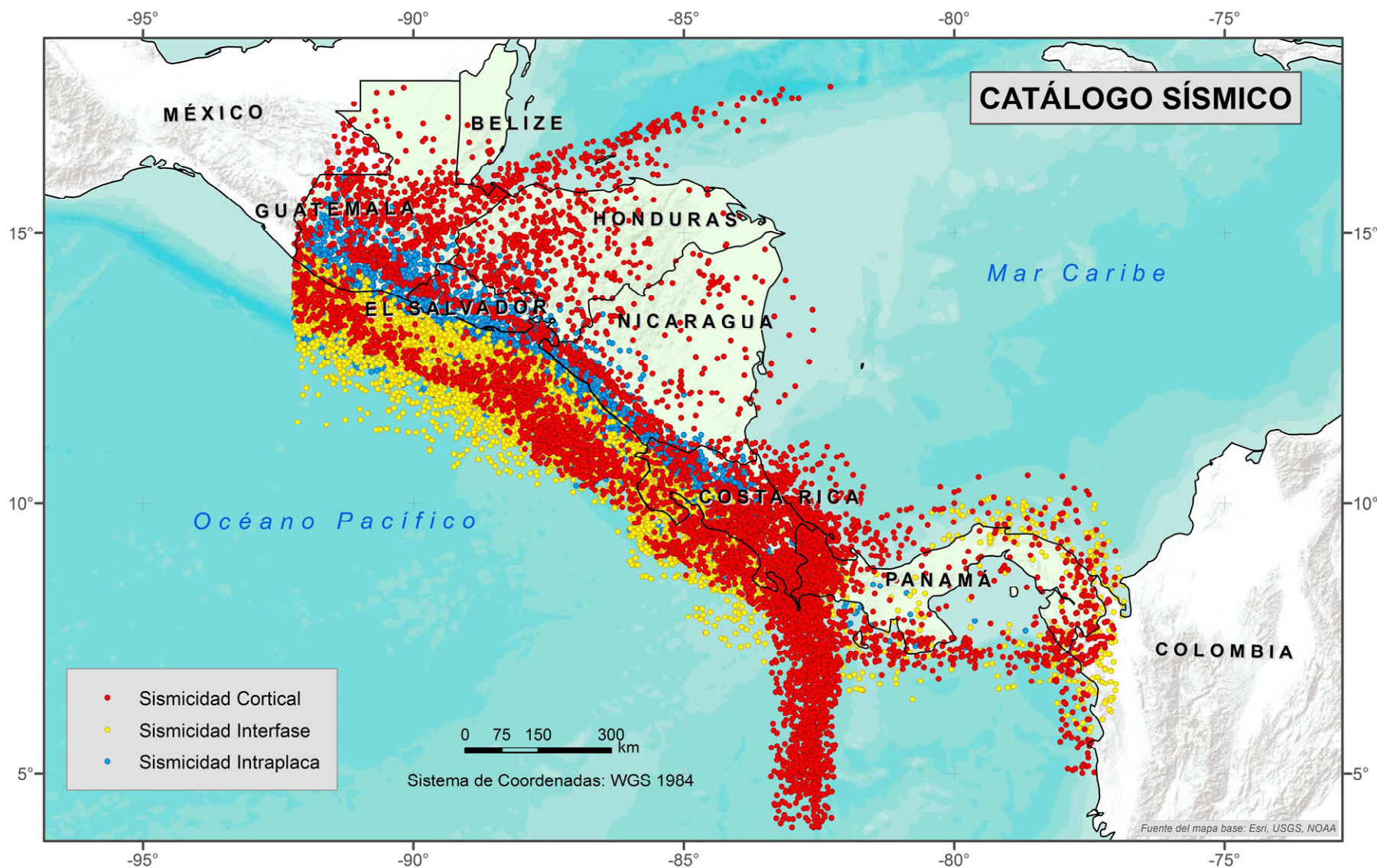


Figura 16. Mapa del Catálogo sísmico ($M_w \geq 3,5$) en función del régimen tectónico



A continuación se explican los criterios seguidos en la distribución de la sismicidad superficial, intermedia y profunda perteneciente a cada uno de estos subcatálogos.

Sismicidad superficial

En primer lugar, se han asignado a cada zona cortical aquellos eventos que coinciden por localización y profundidad máxima con los criterios definidos. También se les ha atribuido aquella sismicidad que coincide por localización con dichas zonas, o bien se ha registrado desde 0 km hasta 100 km de profundidad y no pertenecen a la subducción interfase ni intraplaca.

Asimismo, a las zonas corticales de profundidad máxima 20 km se les han asignado aquellos eventos de magnitud $M_w \geq 4.5$, que estando localizados en el Arco Volcánico no se encuentran dentro de los límites de profundidad establecidos para la subducción interfase. Dichos eventos someros, presentan profundidades entre 10 km y 30 km, y se localizan en la zona de desgarre del Arco Volcánico Centroamericano, con lo cual se asocian con las fuentes corticales.

Finalmente, han sido atribuidos a estas zonas superficiales aquellos eventos cuya profundidad es -por defecto- 33 km, ya que la mayoría de los programas de cálculo fijan esta profundidad para los eventos superficiales cuando no se dispone de suficientes datos. Por ello, la mayoría de los eventos registrados con dicha profundidad son eventos superficiales.

Sismicidad de subducción

En primer lugar, se han generado “zonas ampliadas” a partir de las zonas interfase e intraplaca originales (sólo utilizadas para realizar la selección de la sismicidad). Con el fin de homogeneizar su geometría, la dimensión de dichas zonas ampliadas ha sido establecida siguiendo las curvas de nivel de la placa que subduce, generadas en su versión original por el USGS (desde la isopropundidad de 0 km a 80 km en el caso de la interfase, y desde la isopropundidad de 0 km a 260 km).

Con el fin de distribuir la sismicidad asociada a la subducción, primero se ha asignado a cada zona ampliada los eventos que, estando localizados dentro de ellas, cumplen el criterio de profundidad correspondiente. Es decir, aquellos eventos con profundidades comprendidas entre 10-40 km, 20-40 km, 20-100 km han sido asociados a la subducción intermedia y aquellos cuya profundidad es superior a 40 km han sido atribuidos a la subducción profunda.

Posteriormente, se han asociado a las zonas interfase aquellos eventos de magnitud $M_w \geq 4.5$ localizados en el Arco Volcánico y registrados a una profundidad entre 30 y 40 km, ya que coincidiendo con dicho rango de profundidad en esta área se localizan un gran número de eventos inversos asociados claramente a la zona de subducción intermedia. Asimismo, han sido asignados a las zonas intraplaca aquellos eventos con magnitud $M_w \geq 4.5$ que cumpliendo el criterio de profundidad se encuentran localizados en el límite de las zonas de selección ampliadas.

En la Figura 17 se representa el modelo empleado en la distribución de la sismicidad correspondiente a cada régimen tectónico en función de su localización y su profundidad.

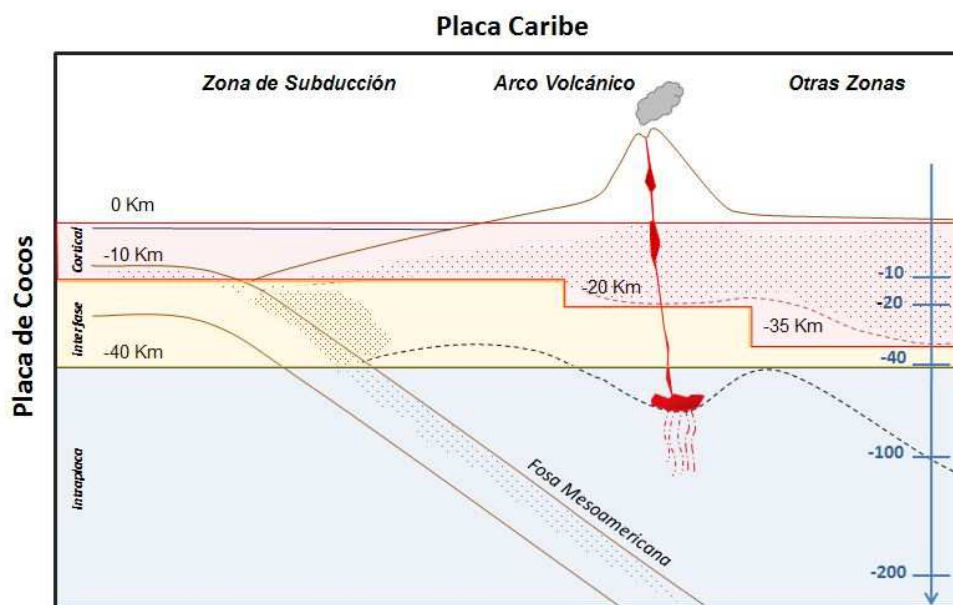


Figura 17. Modelo empleado en la distribución de la sismicidad en función de su localización y profundidad.



Una vez asignada la sismicidad correspondiente a cada régimen tectónico considerando la profundidad hipocentral, se ha analizado el mecanismo focal de aquellos eventos cuya profundidad había sido revisada anteriormente. De este modo, se han localizado aquellos eventos cuyo mecanismo focal no correspondía con el régimen tectónico al que habían sido asignados. Por ejemplo, se han localizado eventos inversos que habían sido asignados a las zonas corticales siguiendo el criterio de profundidad. Por ello, se ha decidido reasignar dichos eventos dando prioridad a su mecanismo focal. En general y analizando su localización, los eventos con mecanismo focal transcurrente o de desgarre han sido asignados a la zonas corticales; aquellos con mecanismo focal normal, han sido asignados a la subducción intraplaca y los eventos con mecanismo focal inverso se han atribuido a la subducción interfase.

A continuación, en Figuras 18,19 y 20 se presentan los mapas relativos a la zonificación sísmica propuesta y la sismicidad de $M_w \geq 4,5$ asignada a cada zona.



Figura 18. Zonas corticales superpuestas a la sismicidad superficial.



Figura 19. Zonas de subducción interfase superpuestas a la sismicidad de subducción intermedia.

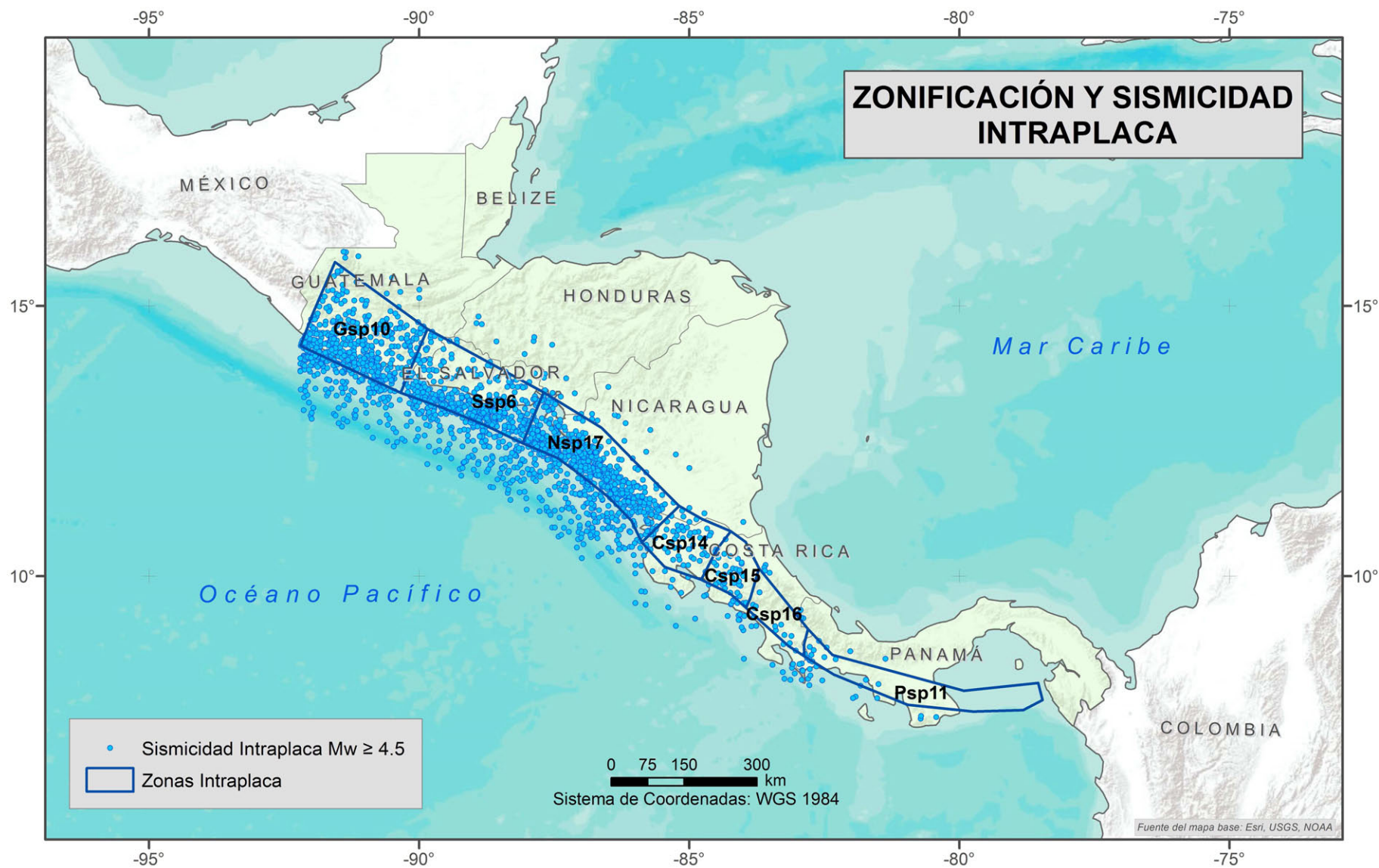


Figura 20. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda.

Con el fin de visualizar de forma sencilla la localización hipocentral de la sismicidad asignada a cada régimen tectónico se ha realizado la representación en 3D del catálogo sísmico y las zonificaciones cortical, subducción interfase y subducción intraplaca (Figura 21). Para ello se ha empleado la aplicación de visualización 3D ArcScene 10.1.

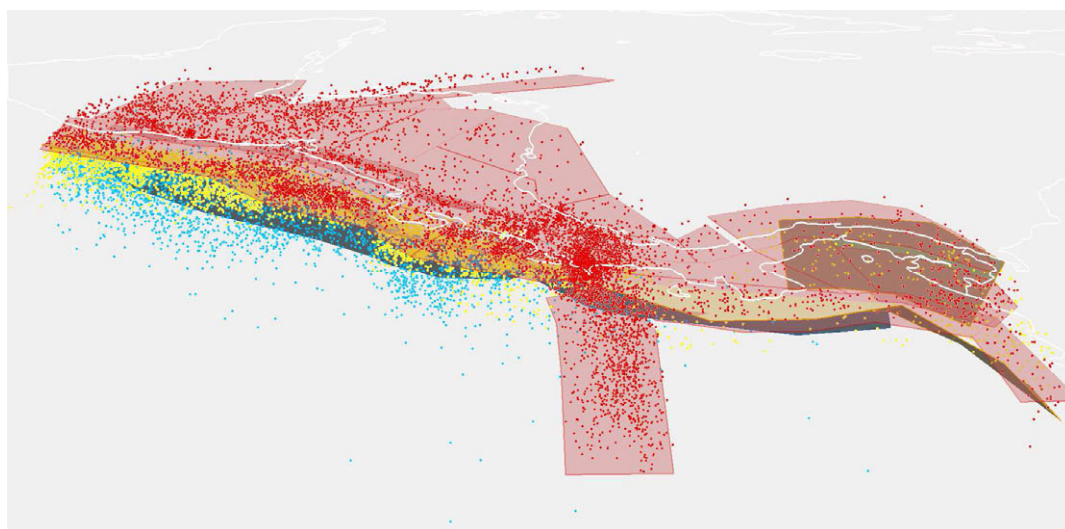


Figura 21. Visualización 3D de la zonificación y la sismicidad.

5.4.5. Cálculo de los parámetros sísmicos

Una vez revisado el catálogo sísmico, elaborada la zonificación propuesta para el cálculo de la amenaza y distribuida la sismicidad correspondiente a la zonificación de cada régimen tectónico, se han calculado los parámetros sísmicos pertenecientes a cada zona.

La zonificación propuesta para la región de América Central está formada por fuentes sísmicas independientes representadas por zonas, cuyos parámetros de sismicidad (parámetro β y tasa de actividad $N (M_{min})$) se obtienen ajustando la recta de Gutenberg-Richter a la sismicidad contenida en su interior, lo cual implica que ninguna zona comparte parámetros de sismicidad con otras adyacentes. Asimismo, los parámetros de cada zona no se ven alterados por la alta o baja sismicidad de otras zonas vecinas.



En primer lugar, partiendo del catálogo de eventos principales (depurado de réplicas y premonitores) que verifica la hipótesis de ajuste de la sismicidad a un modelo de Poisson, acorde con el método probabilista zonificado, se han identificado los sismos que tienen su hipocentro en cada zona. Para ello, utilizando el código Expel desarrollado por el Grupo de Investigación en Ingeniería Sísmica de la UPM, se ha explotado el catálogo por zonas considerando la profundidad máxima establecida en cada una de ellas:

- **Zonas corticales: sismicidad superficial**, con $h \leq 10$ km; $h \leq 20$ km; $h \leq 35$ km.
- **Zonas de subducción interfase: sismicidad intermedia**, con $10 < h \leq 40$ km; $20 \leq h \leq 40$ km y $20 < h \leq 100$ km.
- **Zonas de subducción intraplaca: sismicidad profunda**, con $h > 40$ km.

A continuación se ha ajustado el modelo de recurrencia Gutenberg-Richter a esa sismicidad mediante los dos métodos de ajuste: Mínimos Cuadrados y Máxima Verosimilitud. Los parámetros de cálculo obtenidos utilizando el primer tipo de ajuste han sido empleados para realizar el cálculo de la peligrosidad sísmica, ya que éste fue el método empleado en el estudio publicado por Benito *et al.*, (2010), cuyos resultados pretenden compararse con los obtenidos de este estudio. Sin embargo, los parámetros han sido también calculados como alternativa por el segundo método.

Además se ha comprobado que en cada zona hay sismicidad suficiente para determinar los parámetros de la relación Gutenberg-Richter y que la distribución de magnitudes en cada zona se ajusta correctamente a una recta. De esta forma, adoptando dicho modelo para establecer la ley de recurrencia de cada zona se han realizado ajustes de la sismicidad (expresión (5))

Como se ha comentado anteriormente, los nuevos parámetros a y b de cada zona que intervendrán en el presente estudio se calculan mediante un ajuste de mínimos cuadrados, siendo las observaciones el número anual de sismos que superan cada grado de magnitud. Este método trata de minimizar la suma

cuadrática de los residuos obtenidos al ajustar a una recta el número acumulativo de sismos que superan un determinado grado de magnitud ($N(M)$) obteniendo así los parámetros de sismicidad de cada zona.

Por un lado, la magnitud mínima de referencia considerada (M_{\min}) para la recta de Gutenberg Richter se ha fijado en **4,0**. Por otro lado, se ha establecido **4,5** como magnitud mínima de referencia para establecer el número de sismos por unidad de tiempo que supera dicha magnitud (tasa). Para tener en cuenta la incertidumbre de la magnitud máxima (M_{\max}) de cada zona, se ha considerado una distribución Gaussiana (tal como requiere el cálculo con el programa CRISIS) definida por los parámetros:

- $M1$: magnitud máxima observada en la zona, que corresponde al umbral inferior de la distribución de M_{\max} .
- $M2$: magnitud máxima acorde con la tectónica de la zona, que corresponde al umbral superior de la distribución de M_{\max} .
- $E(m)$: magnitud máxima esperada, que corresponde a la M_{\max} que se considera más probable
- σ : desviación estándar de la distribución de M_{\max} .

5.4.5.1. Parámetros de sismicidad resultantes

En las Tablas 3, 4 y 5 se muestran los parámetros sísmicos calculados para cada zona en función del régimen tectónico, que han sido empleados en el cálculo de la amenaza sísmica en este estudio. Las Figuras 22, 23 y 24 representan sus correspondientes leyes de Gutenberg Richter. Asimismo, en el Anexo 3 se recogen los parámetros obtenidos mediante el ajuste de Máxima Verosimilitud.

En todas las tablas las columnas encabezadas con “código” recogen el nombre de la zona sísmica, dentro de la correspondiente zonificación. Las demás columnas responden a la siguiente leyenda:

- Prof.: profundidad promedio en kilómetros de cada fuente sísmica.



- Buz: ángulo de buzamiento de la correspondiente zona, para el caso de zonas de subducción.
- E (m): valor probable de la máxima magnitud esperada en la fuente.
- M1: magnitud máxima observada en la fuente.
- M2: magnitud máxima que establece la geología de la fuente.
- Valor “a”: ordenada en el origen de la relación Gutenberg-Richter (normalizado a un año).
- Valor “b”: índice de sismicidad (pendiente de la relación Gutenberg-Richter).
- N (M_{\min}) indica el número anual de temblores de magnitud mínima M_w 4,5, también denominado Tasa.

Tabla 3. Parámetros sísmicos de las zonas corticales.

	Código	Prof. Zona	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	B	N(M_{\min})
Guatemala	G1	10	7.5	7.2	7.7	7.299	1.052	1.312
	G2_S2	10	6.7	6.4	6.9	5.722	0.916	0.274
	G3	20	6.8	6.6	7.1	5.026	0.766	0.143
	G4	20	6.8	6.5	7	5.621	0.786	0.458
	G5_S5_H1	35	7.5	7.2	7.7	7.311	1.037	1.583
	G6	35	7.8	7.5	8	7.025	0.931	1.408
	G7	35	7.7	7.4	7.9	6.742	0.899	1.79
	G8	35	7	6.7	7.2	6.923	1.033	0.708
	G9	35	7	6.8	7.3	7.636	1.171	0.877
Honduras	G5_S5_H1	35	7.5	7.2	7.7	7.311	1.037	1.583
	H2	35	6.7	6.4	6.9	7.092	1.135	0.657
	H3_N11	35	6.2	5.9	6.4	7.013	1.187	0.593
	H4	35	6.3	6	6.5	5.982	1.056	0.315
El Salvador	S1	10	5.8	5.6	6.1	9.19	1.606	1.167
	G2_S2	10	6.7	6.4	6.9	5.722	0.916	0.274
	S3	20	6.8	6.6	7.1	6.533	0.915	0.974
	S4_N5	20	7	6.8	7.3	5.943	0.848	0.501



	Código	Prof. Zona	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	B	N(M _{min})
	G5_S5_H1	35	7.5	7.2	7.7	7.311	1.037	1.583
Nicaragua	N1	10	7.8	7.6	8.1	9.107	1.287	4.217
	N2_C1	10	7.3	7	7.5	9.054	1.307	5.322
	N3	10	6.8	6.5	7	5.867	0.884	0.291
	N4	10	6.5	6.2	6.7	7.186	1.379	0.178
	S4_N5	20	7	6.8	7.3	5.943	0.848	0.501
	N6_N7	20	7.5	7.3	7.8	6.422	0.836	1.634
	N8	20	7	6.7	7.2	5.4	0.77	0.322
	N9_N10	20	6.8	6.6	7.1	5.855	0.884	0.282
	H3_N11	35	6.2	5.9	6.4	7.013	1.187	0.593
	N12	35	6.2	5.9	6.4	6.338	1.057	0.481
	N13_N14	35	6.3	6	6.5	7.49	1.235	0.587
	N2_C1	10	7.3	7	7.5	9.054	1.307	5.322
Costa Rica	C2	10	6.5	6.2	6.7	5.874	0.909	0.414
	C3	10	7.3	7	7.5	7.052	1.004	1.22
	C4_P1	35	7.7	7.4	7.9	8.771	1.137	16.206
	C5	10	6.8	6.5	7	6.24	0.931	0.423
	C6	10	6.7	6.4	6.9	6.105	0.927	0.587
	C7	35	7.2	6.9	7.4	7.568	1.101	1.544
	P10_C8	35	8	7.7	8.2	6.908	0.912	1.3
	C9	20	7.5	7.3	7.8	5.432	0.83	0.34
	C10	35	6	5.8	6.3	7.02	1.206	0.494
Panamá	C4_P1	35	7.7	7.4	7.9	8.771	1.137	16.206
	P2	20	7.3	7	7.5	6.698	0.866	2.267
	P3	20	6.8	6.5	7	6.17	0.868	0.689
	P5	20	6.5	6.3	6.8	7.522	1.256	0.51
	P6	20	7.3	7	7.5	4.109	0.786	0.069
	P7	35	7.3	7.1	7.6	6.378	0.872	1.016
	P8	20	8.2	7.9	8.4	6.036	0.808	0.513
	P9	35	5.3	5.1	5.6	7.569	1.482	0.146
	P10_C8	35	8	7.7	8.2	6.908	0.912	1.300

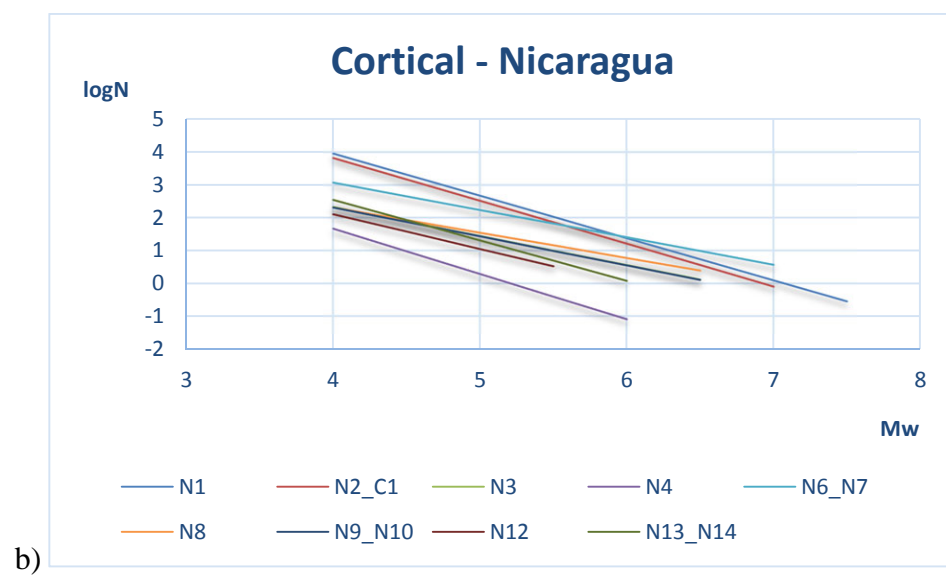
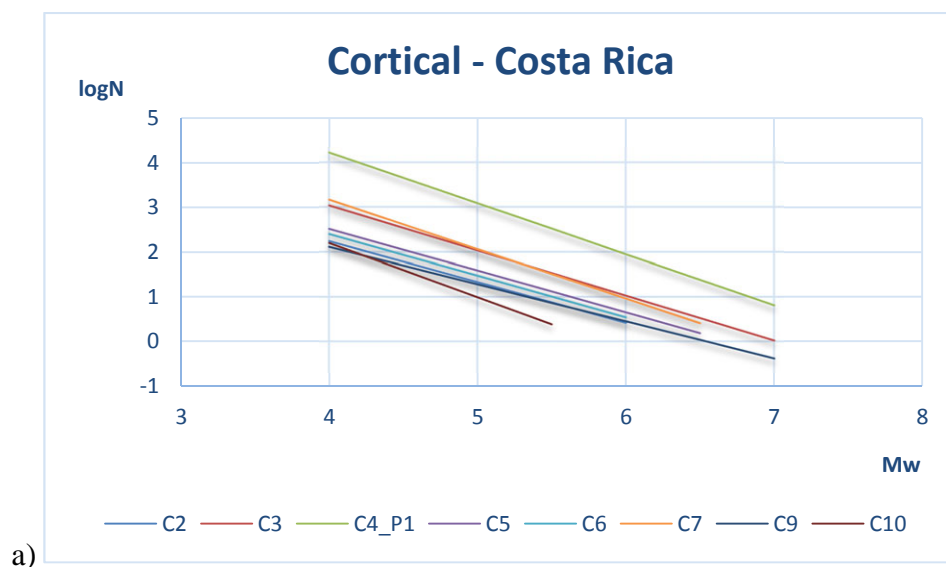


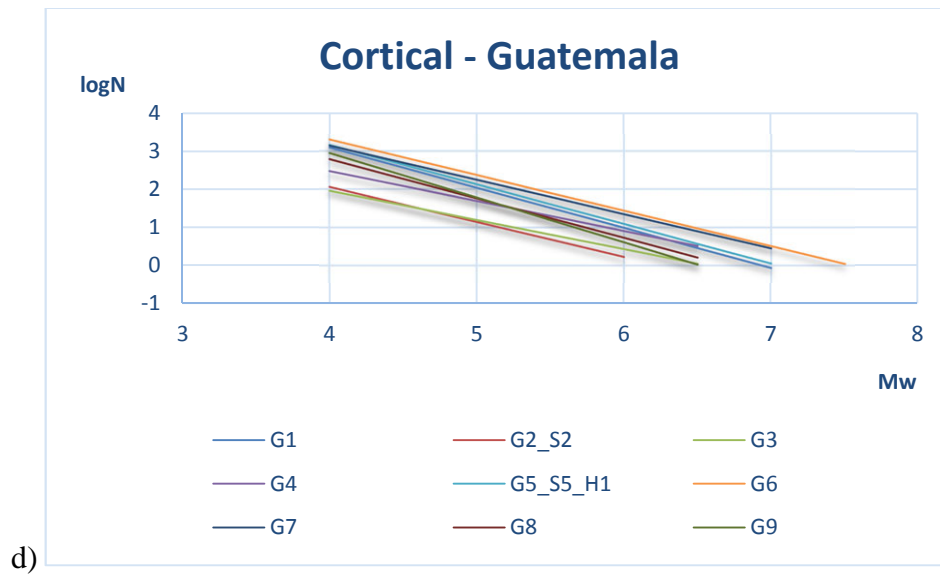
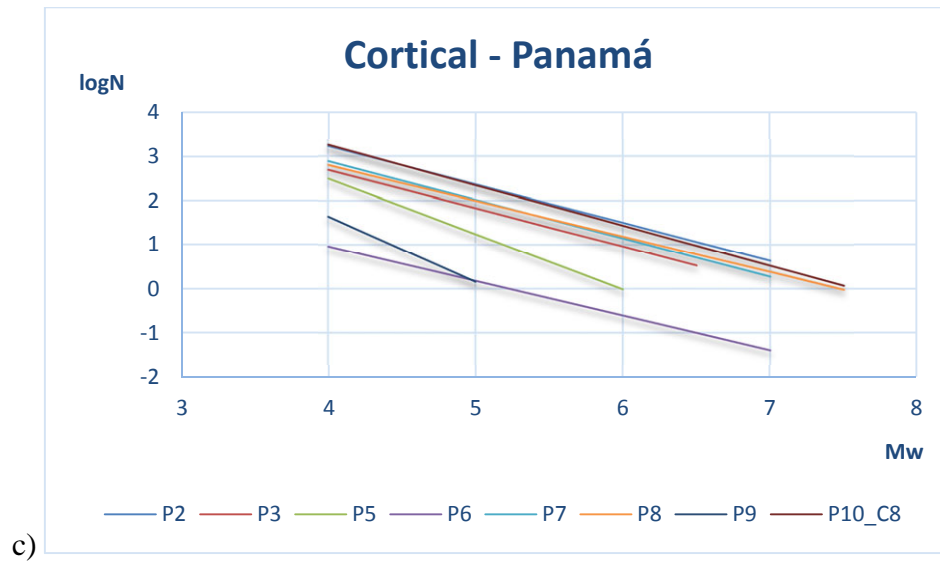
Tabla 4. Parámetros sísmicos de las zonas interfase.

	Código	Prof. Zona (km)	Buz.	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	A	B	N (M_{\min})
Guatemala	Gsi9	10-40	30° N	7.5	7.2	7.7	7.657	1.036	5.316
El Salvador	Ssi5	10-40	30° NNE	8.3	8.1	8.6	8.739	1.117	10.599
Nicaragua	Nsi15	10-40	45° NE	7	6.7	7.2	8.706	1.232	8.994
	Nsi16	10-40	45° NE	7.5	7.3	7.8	8.162	1.097	9.004
Costa Rica	Csi11	10-40	35° NE	8.1	7.8	8.3	6.783	0.832	2.243
	Csi12	10-40	28° NE	7.5	7.3	7.8	6.950	0.930	3.143
	Csi13	10-40	23° NE	7.5	7.3	7.8	6.321	0.858	1.546
Panamá	Psi9	20-40	20° N	7.7	7.4	7.9	6.415	0.907	1.155
	Psi10	20-100	0°	7.5	7.2	7.7	6.360	0.873	1.450
	Psi11	20-100	0°	6.8	6.6	7.1	6.066	0.857	1.008

Tabla 5. Parámetros sísmicos de las zonas intraplaca.

	Código	Prof. Zona (km)	Buz.	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	A	B	N (M_{\min})
Guatemala	Gsp10	40-250	60° N	8.2	7.9	8.4	8.61	1.061	13.97
El Salvador	Ssp6	40-200	60° N	8	7.7	8.2	8.715	1.111	10.652
Nicaragua	Nsp17	40-200	75° NE	7.7	7.4	7.9	7.709	0.944	15.455
Costa Rica	Csp14	40-177	65° NE	7.3	7	7.5	7.409	1.098	1.583
	Csp15	40-155	50° NE	7.5	7.3	7.8	6.147	0.84	1.25
	Csp16	40-82	38° N	7.3	7	7.5	5.628	0.791	0.629
Panamá	Psp11	40-100	70° S	7.3	7	7.5	5.671	0.799	0.641





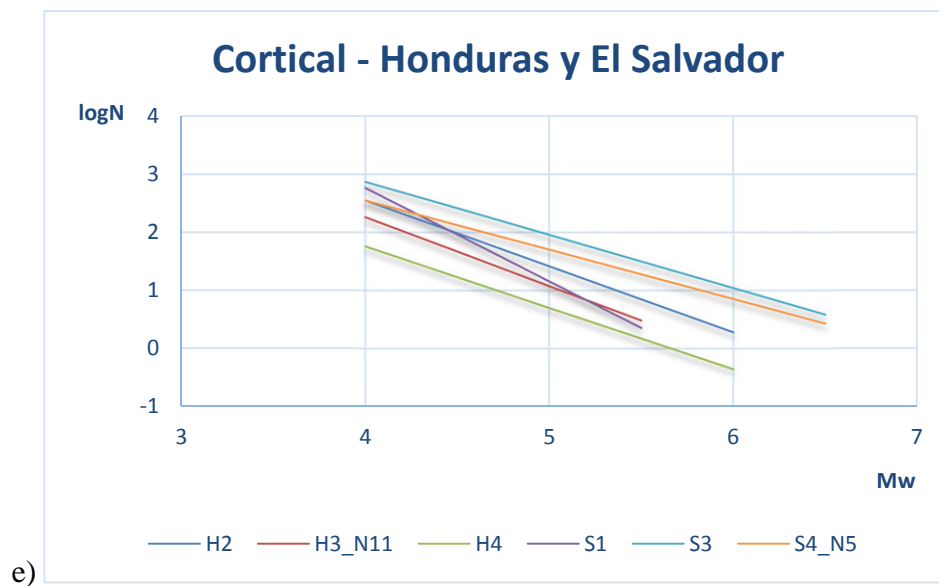


Figura 22. Leyes de Gutenberg-Richter para las zonas corticales. a) Costa Rica. b) Nicaragua. c) Panamá. d) Guatemala. e) Honduras y El Salvador.

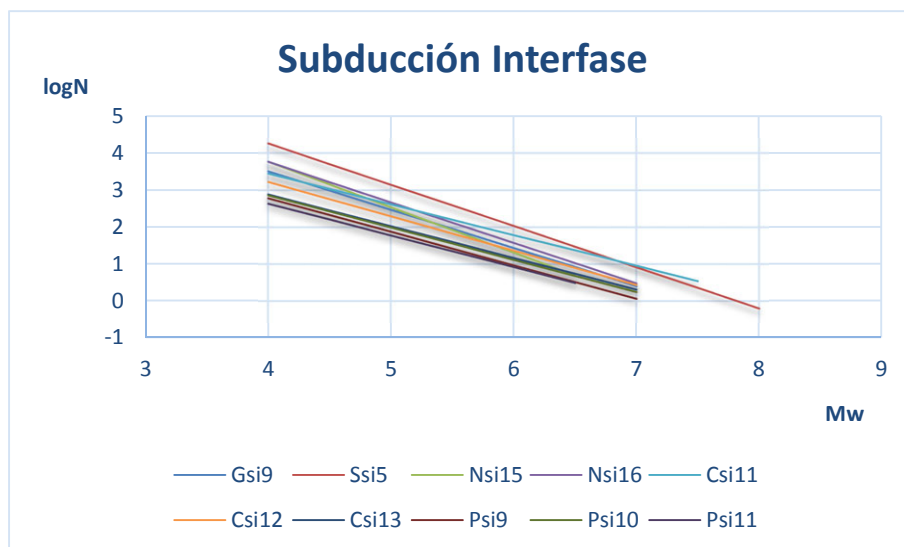


Figura 23. Leyes de Gutenberg-Richter para las zonas de subducción interfase.

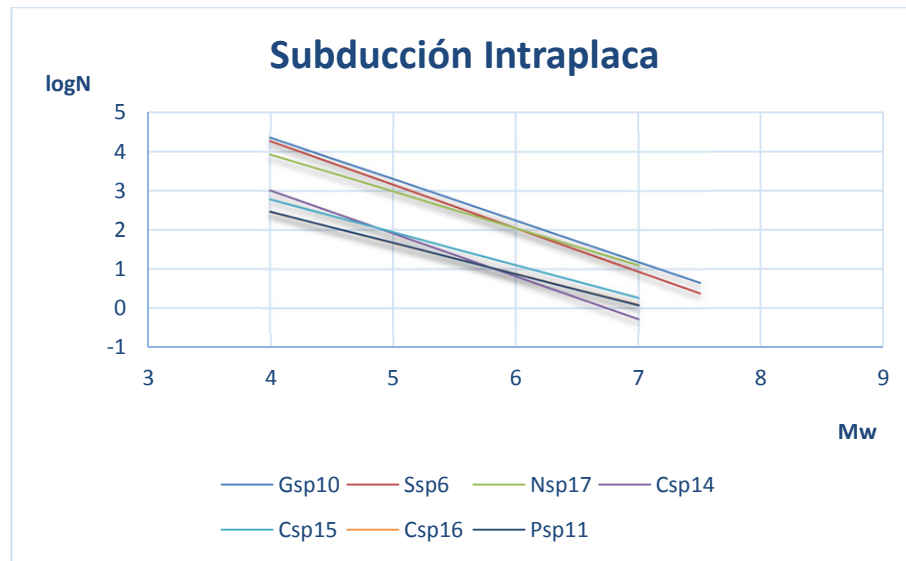


Figura 24. Leyes de Gutenberg-Richter para las zonas de subducción intraplaca.

5.4.5.2. Análisis de los parámetros sísmicos obtenidos

- **Análisis de variación del parámetro b**

Se ha analizado la variación del parámetro “b”, o proporción entre número de sismos grandes frente a pequeños, de cada zona en función de su localización espacial y su profundidad. Este parámetro es característico del régimen tectónico, de modo que “b” es mayor en los terrenos poco rígidos que no acumulan mucho esfuerzo, como por ejemplo los terrenos volcánicos; mientras que su valor disminuye en los terrenos más rígidos. La disminución del parámetro b, y por tanto de la pendiente de la recta de Gutenberg-Richter, representa el aumento del número de sismos grandes frente a pequeños.

- En el Arco Volcánico los valores de b oscilan entre 0,7 y 0,9, predominando en esta zona el régimen transtensivo (desgarre-normal).
- En la zona antearco, caracterizada principalmente por la subducción, predominan los esfuerzos tensionales. Los valores de b de las zonas corticales se encuentran en el rango de 0,8 a 1,3.
- En las zonas donde predominan las fallas inversas, como los cinturones deformados o el tras arco volcánico, el parámetro b de las zonas corticales registra valores entre 0,7 y 1,5.



- En la zona interfase los valores de b se encuentran en el rango de 0,8 a 1,2
- En la zona intraplaca los valores de b oscilan entre 0,7 y 1,1.

Si se comparan los valores ahora obtenidos para el parámetro b , con los publicados por Benito *et al.*, (2010), se puede comprobar cómo el valor de b en cada zona se encuentra aproximadamente en el mismo rango. Además, dichos valores serían consistentes con los registrados a nivel mundial para estos regímenes, como los de Schorlemmer *et al.*, (2005).

- **Análisis de las tasas**

Antes de realizar la comparación de los parámetros sísmicos calculados con los publicados por Benito *et al.*, (2010), se han verificado los parámetros calculados en el presente estudio mediante el código Expel. Para ello, se han realizado dos análisis de los valores obtenidos para las tasas correspondientes a cada zona, ya que dicho parámetro influye notablemente en la amenaza. La tasa interviene en el cálculo fuera de la integral de la peligrosidad, por lo tanto, aquellas zonas cuya tasa es elevada hacen que la aceleración obtenida sea más alta, llegando en algunos casos a multiplicar por diez la aceleración resultante.

En primer lugar, empleando la ecuación de Gutenberg Richter se ha calculado, a partir de los parámetros a y b obtenidos para cada zona, el logaritmo del número acumulado de sismos que superan la magnitud mínima establecida para el cálculo de la tasa ($M_w 4,5$) en cada una de ellas.

De este modo, conociendo el periodo durante el cual el catálogo se considera completo (para el intervalo de magnitud comprendido entre la magnitud mínima y la magnitud máxima de cada zona), se ha calculado la tasa anual de ocurrencia de terremotos que superan la magnitud mínima dada.

En segundo lugar, se ha calculado la tasa anual de cada zona para el número de sismos que se encuentra dentro del periodo de completitud, correspondiente a cada intervalo de 0,1 grados de magnitud. Posteriormente se ha



obtenido la tasa acumulada en el periodo de completitud para la magnitud mínima establecida en el estudio (M_w 4,5).

En ambos casos, los valores obtenidos son idénticos a los calculados utilizando el software de cálculo Expel, descartando por tanto la existencia de errores en el cálculo de los parámetros sísmicos.

- **Comparación de los parámetros sísmicos calculados con los publicados**

Con el fin de realizar la comparación de los resultados obtenidos con los publicados por Benito *et al.* (2010) se han calculado las diferencias absolutas entre ambos (recogidas en el Anexo 4). De este modo se puede comprobar cómo la tasa de las zonas corticales actuales se ha reducido, mientras que la tasa de las zonas de subducción ha aumentado, compensándose dichas variaciones.

Las variaciones en los parámetros son debidas a la nueva distribución de la sismicidad como consecuencia de la modificación en los límites de profundidad de las zonificaciones cortical, interfase e intraplaca. Además, se debe tener en cuenta que se han modificado las zonas de selección de eventos interfase e intraplaca aumentando su tamaño (definidas a partir de la sismicidad y la tectónica). Con ello varía el número de eventos asociados a estas zonas, con respecto a las zonas de la zonificación anterior, reduciéndose por tanto el número de eventos asociados a las zonas corticales.

Por otro lado, como consecuencia de los errores en la localización de hipocentros en el estudio publicado, parte de la sismicidad de las zonas de subducción habría sido asignada a las zonas corticales. Por ello, la relocalización hipocentral de los eventos ha permitido que al realizar la selección del catálogo correspondiente al estudio actual se haya asignado más sismicidad a la zona de subducción y se haya reducido en superficie.

Se ha realizado el recuento de eventos (de $M_w \geq 3.5$) asociados a cada zona (Figuras 25, 26, 27, 28 y 29). Se comprueba así como las zonas con mayor incremento en el valor de la tasa sísmica se corresponden con aquellas que

contienen un número de eventos significativamente más elevado que en el estudio anterior. Dichas zonas se encuentran localizadas generalmente en la zona de subducción donde, por ejemplo, el número de eventos recogidos en las zonas interfase NSi16 y Ssi5 es un 300 % y 170 % respectivamente más elevado en el presente estudio que en el estudio publicado por Benito *et al.*, (2010). Sobre estas zonas de subducción intermedia se localizan en superficie aquellas cuya profundidad máxima ha sido establecida en 10 km, en las cuales el número de eventos en el presente estudio ha disminuido considerablemente más que en el resto de zonas corticales. Por ejemplo, la zona superficial S1, que abarcaba en el estudio anterior 1504 eventos con profundidades hasta 35 km, ha pasado a englobar 204 eventos en el presente estudio, o lo que es lo mismo, el 86% de esa sismicidad ha sido considerada como subducción asociada a las zonas interfase sobre las cuales se localiza.

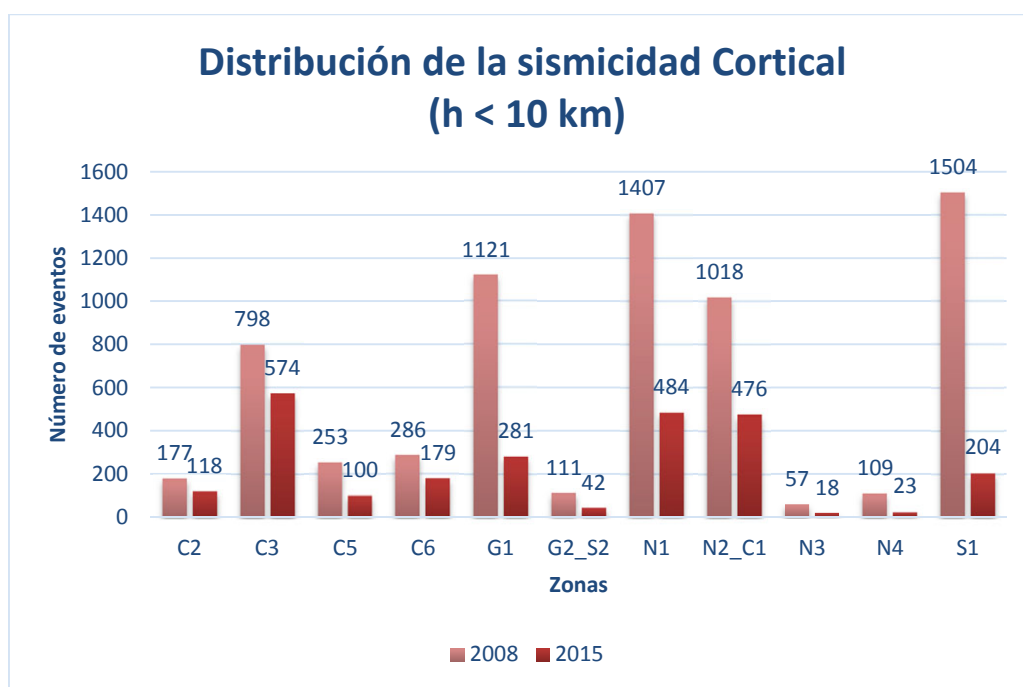


Figura 25. Comparación de la distribución de la sismicidad superficial asociada a las zonas corticales (h < 10 km) en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.

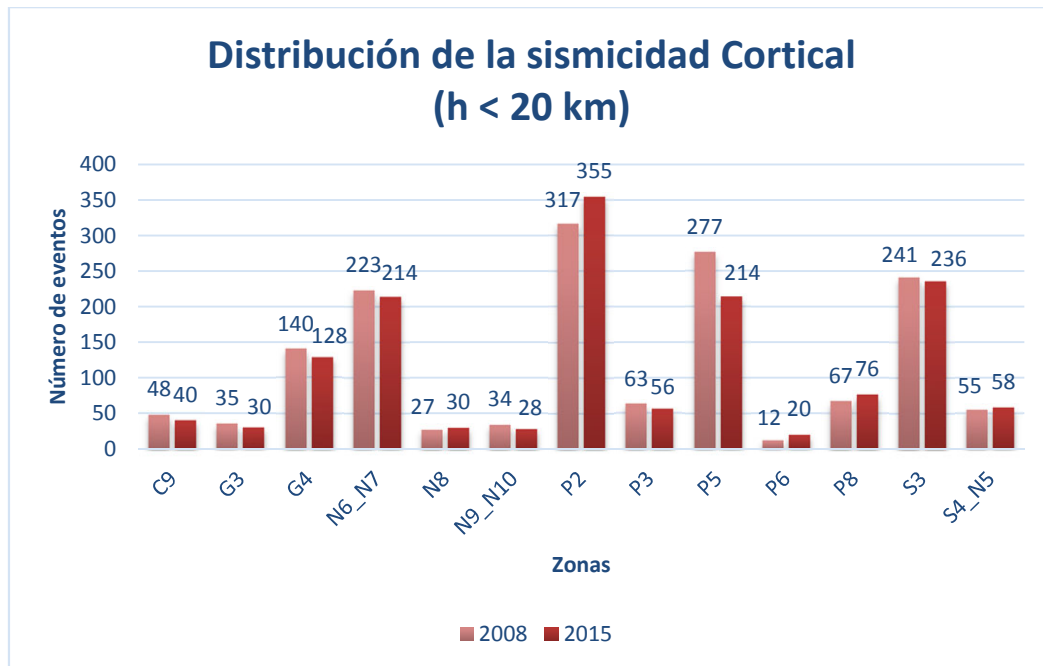


Figura 26. Comparación de la distribución de la sismicidad superficial asociada a las zonas corticales (h < 20 km) en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.

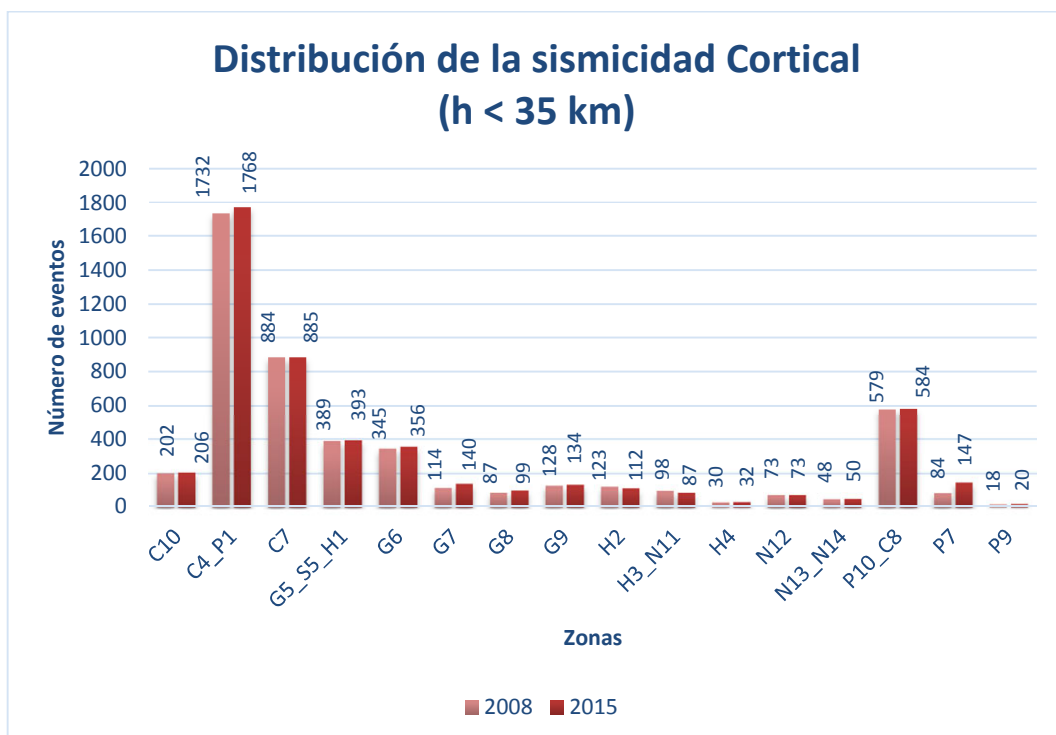


Figura 27. Comparación de la distribución de la sismicidad superficial asociada a las zonas corticales (h < 35 km) en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.

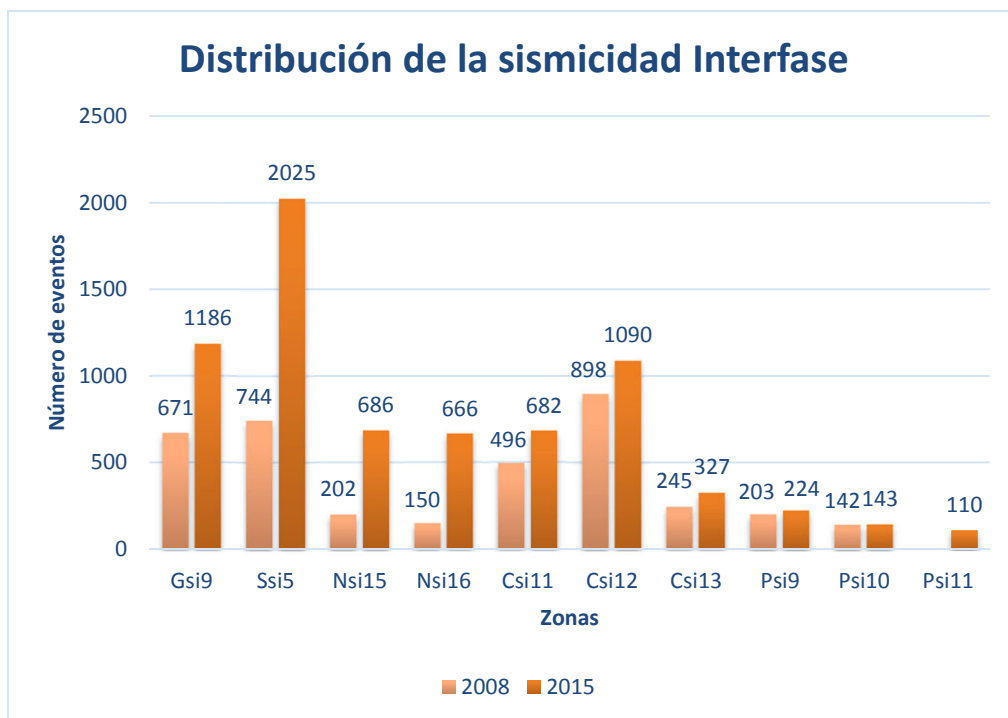


Figura 28. Comparación de la distribución de la sismicidad de subducción intermedia asociada a las zonas interfase en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.

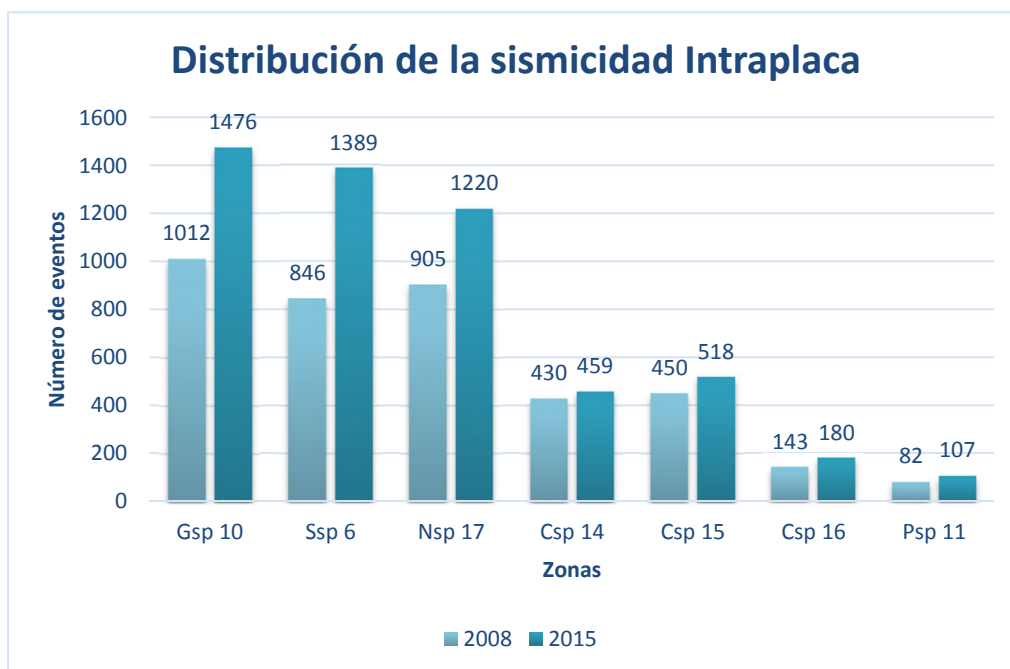


Figura 29. Comparación de la distribución de la sismicidad de subducción profunda asociada a las zonas intraplaca en el estudio realizado en 2008 y el estudio actual.



Al calcular las diferencias relativas entre las tasas actuales y las tasas publicadas, se obtiene el porcentaje que supone la diferencia entre los valores de ambas. Analizando los resultados obtenidos, se han detectado tasas demasiado bajas en las zonas de subducción interfase localizadas en Costa Rica pertenecientes al estudio de Benito *et al.*, (2010). Probablemente, este hecho se debe a la asignación de sismos de zonas interfase a zonas corticales, por problemas de localización de hipocentros. Por ejemplo, la zona Csi13 presenta una tasa de 0,14 en el estudio anterior, mientras que la tasa calculada en el presente estudio para dicha zona es de 1,546 (comprobada anteriormente en la verificación de los parámetros), lo cual supondría una variación relativa de 1004% respecto del valor publicado.

Por este motivo, se han revisado los parámetros sísmicos publicados por Benito *et al.*, (2010), comparándolos con los parámetros recogidos en el informe previo de *Evaluación de la Amenaza Sísmica en Costa Rica* (Climent *et al.*, (2008)), encontrando discrepancias en las tasas de las zonas localizadas en dicha región. En este caso, la tasa correspondiente a la zona Csi13, recogida en dicho informe, es de 1,2; un valor más coherente con la actividad sísmica de dicha zona y cuya diferencia respecto a la tasa calculada en el presente estudio representa un 30%. Por este motivo, es previsible que en el cálculo de la peligrosidad actual se obtengan valores de aceleración considerablemente más elevados en la costa del Pacífico de Costa Rica.



6. CÁLCULO DE LA AMENAZA A PARTIR DE LA NUEVA ZONIFICACIÓN SÍSMICA

En este apartado se explica el proceso seguido en el cálculo de la peligrosidad sísmica en América Central. Una vez calculados los parámetros sísmicos que caracterizan cada zona sismogénica, se han seleccionado los modelos de atenuación que mejor se ajustan a la región de estudio y se ha procedido a la elaboración del árbol lógico a seguir en el cálculo de la peligrosidad en el presente trabajo. De esta forma, siguiendo las diferentes ramas de dicho árbol lógico se ha calculado la amenaza sísmica en América Central.

6.1. MODELOS DE ATENUACIÓN INCLUIDOS EN EL ESTUDIO

Una vez definido el modelo de fuentes sísmicas que intervienen en el cálculo de la peligrosidad, se han definido los modelos de movimiento fuerte a considerar en el cálculo, también denominados leyes de atenuación o ecuaciones de predicción del movimiento fuerte (GMPE, del inglés Ground Motion Prediction Equation).

La atenuación constituye el factor más determinante en el cálculo de la amenaza sísmica. Por ello, es de gran importancia la selección de los modelos que reflejen mejor la atenuación de Centroamérica. La importancia de dichos modelos radica en que permiten relacionar la magnitud y la distancia de la fuente sísmica a un emplazamiento con la aceleración que se registra en éste, teniendo en cuenta la atenuación que sufren las ondas sísmicas al transmitirse por el medio.

Considerando Centroamérica como una zona altamente activa y caracterizada por la ocurrencia periódica de terremotos destructivos, se han seleccionado los modelos de atenuación desarrollados en regiones de convergencia de placas con condiciones sismo-tectónicas similares a la zona de estudio.

Debido a las particularidades sismotectónicas de la región centroamericana, y teniendo en cuenta la variabilidad de la atenuación con la



tectónica, se han empleado diferentes modelos para las zonas corticales, interfase e intraplaca. Así, los modelos de atenuación que mejor se ajustan a los datos del estudio son los siguientes:

- Climent *et al.* (1994) para zonas corticales
- Youngs *et al.* (1997) para subducción interfase e intraplaca
- Zhao *et al.* (2006) para zonas corticales y de subducción intraplaca.

Dichos modelos, ya fueron utilizados en el estudio publicado por Benito *et al.*, (2010). Por lo tanto, se ha decidido incorporar dichas ecuaciones también en el presente análisis, con el fin de analizar el impacto de estos modelos en la nueva zonificación propuesta y la consecuente variación en la distribución de la sismicidad. Actualmente, existen nuevos modelos de atenuación que no han sido utilizados en el presente trabajo por salirse del alcance del proyecto, ya que se pretende comparar los resultados de amenaza obtenidos con los publicados, con el fin de comprobar impacto de la nueva zonificación en los resultados de amenaza.

Estos modelos de atenuación, propuestos para entornos tectónicos similares a Centroamérica, fueron calibrados y analizados realizando un contraste de residuos, con el fin de determinar qué modelos se ajustan mejor al patrón de atenuación de las ondas sísmicas en esta región. Para ello, se utilizó el método de contraste de residuos obtenidos como diferencias entre los valores de aceleración observados y estimados. Mediante dicho método se comprobó que los residuos correspondientes a estos modelos eran más próximos a cero que los del resto de modelos analizados, es decir, sus residuos eran menores (Benito *et al.*, (2010)).

Los modelos de atenuación incluidos en el presente estudio son espectrales (Tabla 6), de modo que permiten predecir el movimiento en términos de PGA o de ordenadas espectrales SA(T) y expresar los resultados como mapas de cualquiera de estos parámetros y para diferentes periodos de retorno. También cabe representar, para un determinado sitio o población, las curvas de amenaza de cada uno de los parámetros (PGA o SA (T)) o los espectros de amenaza uniforme



(UHS). En este estudio, todos estos resultados han sido desarrollados para la condición de suelo duro o roca.

Tabla 6. Características de los modelos de atenuación empleados en el estudio.

Ecuación	Base de datos	Componente utilizada para (PGA, SA)	Tipo de fuentes	Dist. (km)	M _w
Youngs et al. (1997)	Mundial	Media geométrica	Interplaca Intraplaca	10-500	5,0-8,2
Climent et al. (1994)	América Central y México	Componente horizontal máxima	Interplaca Cortical	5-400	4,0-8,0
Zhao et al. (2006)	Japón	Media geométrica	Interplaca Intraplaca Cortical	10-300	5,0-8,2

Los modelos de atenuación de Youngs *et al.* (1997) y Zhao *et al.* (2006), utilizados en el cálculo de la peligrosidad, se encuentran implementados en el programa CRISIS 2014 empleado en la realización de dicho cálculo. Estos han sido desarrollados para magnitudes iguales o superiores a 5,0.

De acuerdo con la ley de recurrencia, las bajas magnitudes disponen de mayor número de datos, siendo el crecimiento exponencial. Por ello, se ha realizado una prueba de cálculo de la amenaza en la zona de estudio, únicamente con sismicidad de magnitud inferior a 5 ya que la magnitud mínima establecida en este estudio para el cálculo de la tasa se ha fijado en 4,5.

De esta forma, se ha comprobado como el programa extrapola, ya que la magnitud mínima de todos los eventos seleccionados de estas zonas es inferior a la magnitud mínima del modelo de atenuación.

6.2. CONFIGURACIÓN DEL ÁRBOL LÓGICO

La configuración del árbol lógico para el posterior cálculo de la amenaza sísmica en Centro América se ha realizado considerando las distintas



combinaciones de modelos de movimiento del terreno, ponderadas con los pesos acordados por el grupo de expertos (Figura 30).

En primer lugar, se ha establecido un nodo para la atenuación, con el fin de cuantificar la incertidumbre epistemológica inherente a los modelos de movimiento fuerte. De este modo, una vez seleccionados los modelos de atenuación más idóneos, se ha construido el árbol lógico con cuatro ramas que representan cada combinación de modelos, cada uno de ellos asignado a un conjunto de zonas en función del régimen tectónico al que pertenecen (cortical, interfase e intraplaca). Se ha seguido el mismo árbol lógico que en Benito *et al.*, (2010) ya que, como se ha comentado anteriormente, se pretende comprobar únicamente el impacto de la nueva zonificación en los resultados de amenaza:

- Rama 1 (CYY):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación Climent *et al.*, 1994.
 - Zonas de subducción interfase con modelo de atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con modelo de atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
- Rama 2 (CYZ):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación Climent *et al.*, 1994.
 - Zonas de subducción interfase con modelo de atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con modelo de atenuación de Zhao *et al.*, 2006.
- Rama 3 (ZYY):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación de Zhao *et al.*, 2006.
 - Zonas de subducción interfase con modelo de atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con modelo de atenuación de Youngs *et al.*, 1997.



- Rama 4 (ZZZ):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación de Zhao *et al.*, 2006.
 - Zonas de subducción interfase con modelo de atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con modelo de atenuación de Zhao *et al.*, 2006.

Antes de realizar la ponderación de cada rama del árbol, se ha hecho un análisis de sensibilidad evaluando el impacto de los modelos de atenuación seleccionados en los resultados finales, ya que, como se ha comentado en apartados anteriores, es sabido que la atenuación es un factor determinante en el cálculo de la amenaza. Dicho análisis ha permitido verificar la influencia de los modelos de atenuación en la nueva distribución de la peligrosidad y determinar la sensibilidad de los resultados obtenidos en función de la combinación de modelos de atenuación empleados en cada rama.

6.3. IMPACTO DE LOS MODELOS DE ATENUACIÓN EN LOS RESULTADOS DE AMENAZA

Con el fin de efectuar el análisis de sensibilidad de los modelos de atenuación seleccionados, se ha calculado la amenaza sísmica en la zona de estudio, en términos de PGA, para un periodo de retorno de 500 años, siguiendo cada una de las ramas del árbol lógico y se han generado los correspondientes mapas de peligrosidad.

El diseño de los mapas que representan el análisis de sensibilidad, como complemento al estudio de peligrosidad, ha sido realizando utilizando el programa ArcGIS 10.1. Se ha generado una capa de puntos con los valores de PGA para el periodo de retorno 500 años, para cada rama del árbol lógico, obteniendo por interpolación los valores de aceleración en cada punto de la zona.

En el Anexo 2, se presentan dichos mapas de peligrosidad siguiendo cada combinación de modelos propuestos para el cálculo (Figuras 64, 65, 66, y 67). De esta forma, la comparación de los resultados obtenidos con cada rama del árbol



lógico, permite verificar el impacto de cada combinación de modelos de atenuación en la nueva distribución de la sismicidad y la sensibilidad en los resultados obtenidos para cada rama.

En todos los casos, los valores máximos de aceleración se presentan en la zona del Arco Volcánico, de Costa Rica y el sur de Guatemala (Falla Motagua), paralelamente a la costa, debido a la influencia de las fallas y de la zona de subducción. Se puede comprobar cómo dichos valores de aceleración difieren en función de la rama del árbol lógico seguida. Este hecho indica que en general los resultados del estudio serán sensibles a la variabilidad de la opción que representa el nodo del que parten dichas ramas, en este caso, correspondiente al modelo de atenuación seleccionado para cada régimen tectónico.

Se observa cómo en función del modelo de atenuación seleccionado en cada combinación de modelos para cada régimen tectónico, varía el nivel de aceleración. Siguiendo aquellas ramas en las cuales el modelo de atenuación de Youngs *et al.* (1997) ha sido empleado tanto en subducción interfase como en intraplaca (CYY y ZYY) la aceleración es más elevada. Sin embargo, al introducir el modelo Zhao *et al.* (2006) en régimen intraplaca disminuye la aceleración, lo cual indica que dicho modelo atenúa más la aceleración en ese régimen que el de Youngs *et al.* (1997). Este efecto se aprecia sobre todo en las zonas de máxima aceleración, como el Arco Volcánico y el sur de Guatemala (Falla Motagua), donde la aceleración pasa de 900 gales siguiendo las ramas CYY y ZYY a 300 gales siguiendo las ramas CYZ y ZYZ.

No obstante, se han identificado aquellas zonas en las cuales la aceleración no experimenta una gran variación a pesar de emplear distintas combinaciones de modelos de atenuación. Este es el caso de las Penínsulas de Osa y Nicoya en Costa Rica, donde la aceleración se mantiene en torno a 700-900 gales siguiendo cualquiera de las ramas del árbol lógico. Lo mismo sucede en Panamá, donde la aceleración registra valores de aproximadamente 200 gales. Por consiguiente dichas zonas no son muy sensibles al modelo de atenuación seleccionado para cada régimen tectónico.

En todos los casos se puede apreciar como la peligrosidad disminuye progresivamente hacia el interior del istmo, llegando a los 100 gales tanto en la Depresión de Nicaragua como en la Depresión de Honduras.

Una vez analizada esta comparación preliminar, no se dispone de ningún criterio para decantar alguna de las combinaciones de modelos, de manera que siguiendo el mismo procedimiento que en el estudio realizado por Benito *et al.*, (2010), se ha optado por ponderar cada rama del árbol lógico con un peso de 0,25. Esta decisión, permite realizar una comparación más realista de los resultados finales obtenidos en el presente estudio con los resultados relativos al estudio anterior.

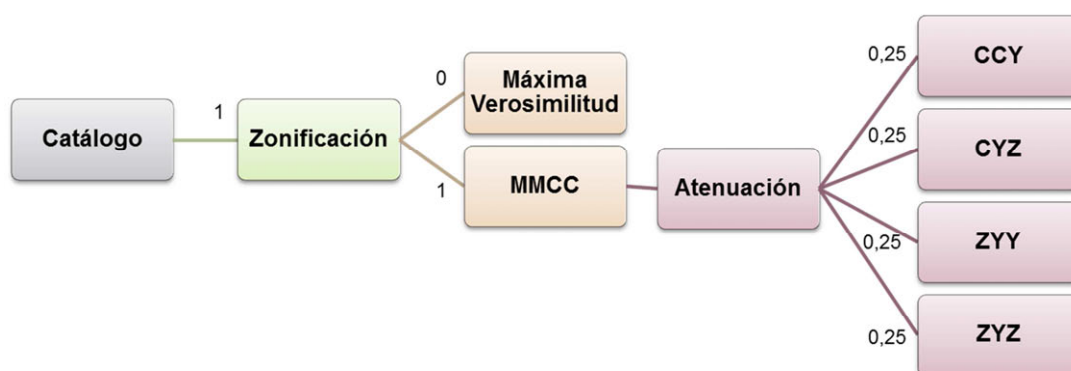


Figura 30.Árbol lógico seguido en el estudio

6.4. CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD

Una vez definidos los patrones de sismicidad de cada zona y seleccionados los modelos de atenuación que mejor se ajustan a las características de la región de estudio, se ha realizado el cálculo de la peligrosidad con el programa CRISIS2014. Se ha seguido el árbol lógico formulado y se han introducido como parámetros de entrada al cálculo los parámetros de sismicidad obtenidos previamente. Para el cálculo se ha generado una malla de puntos compuesta por 170 x 150 nodos cubriendo toda la región de América Central, equiespaciados 0,1° en longitud y latitud, respectivamente. El cálculo de la amenaza ha sido



realizado considerado emplazamientos en roca, sin tener en cuenta el efecto local y siguiendo cada una de las ramas del árbol lógico.

Como resultado, se han obtenido los valores de aceleración para diferentes ordenadas espectrales (PGA, SA (0,1 s), SA (0,2 s), SA (0,5 s), SA (1 s), SA (2 s)) y periodos de retorno (PR) de 500, 1000 y 2500 años en toda la región y para cada rama del árbol lógico. Posteriormente, se ha realizado la ponderación establecida para cada combinación de modelos, obteniendo un valor promedio de aceleración para cada punto de la malla de cálculo, en cada periodo de retorno y cada ordenada espectral.

Finalmente, utilizando el software ArcGIS 10.1 se han realizado el diseño de los mapas resultantes de peligrosidad sísmica en Centro América que se presentan en el siguiente apartado.



7. RESULTADOS

7.1. MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA

Los resultados se presentan en mapas de peligrosidad para los periodos de retorno (PR) de 500, 1000 y 2500 años, en términos de aceleración pico (PGA), así como de las ordenadas espectrales SA (0,2 s), y SA (1 s).

Dichos mapas de amenaza han sido elaborados utilizando el programa ArcGIS 10.1. Para ello, se ha generado una capa de puntos a partir de los valores de aceleración ponderados, previamente obtenidos mediante el programa CRISIS. Con el fin de pasar de esta información discreta a continua, se ha realizado una interpolación, generando una superficie estimada a partir del conjunto de puntos con valores de aceleración, presuponiendo que el valor medio constante es desconocido. Por cada rama se obtiene una capa ráster, la cual almacena el valor de aceleración en cada punto. Así, extrayendo la zona correspondiente a la región de estudio se representa la peligrosidad en términos de PGA y cada ordenada espectral SA (T) para cada periodo de retorno. Finalmente, se han diseñado los mapas de peligrosidad empleando una gama de color diferente en función del periodo de retorno, con el fin de facilitar la comparación de PGA y las ordenadas espectrales correspondientes a cada uno de ellos.

A continuación, en las Figuras 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38 y 39 se presentan los mapas de peligrosidad sísmica en América Central obtenidos como resultado del estudio.

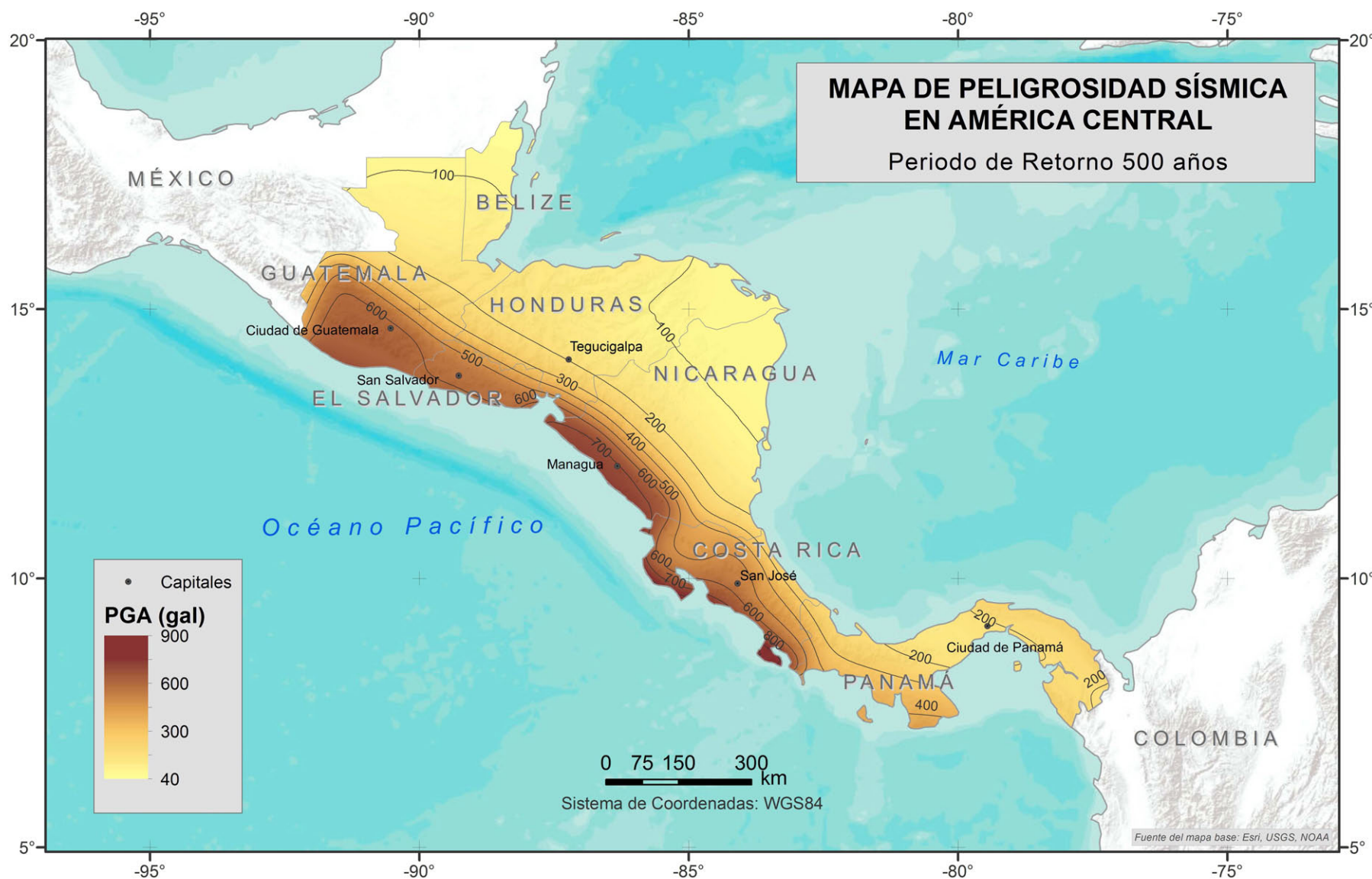


Figura 31. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=500 años.



Figura 32. Mapa de peligrosidad sísmica en América central en términos de SA (0,2 s) (gal) para PR=500 años.

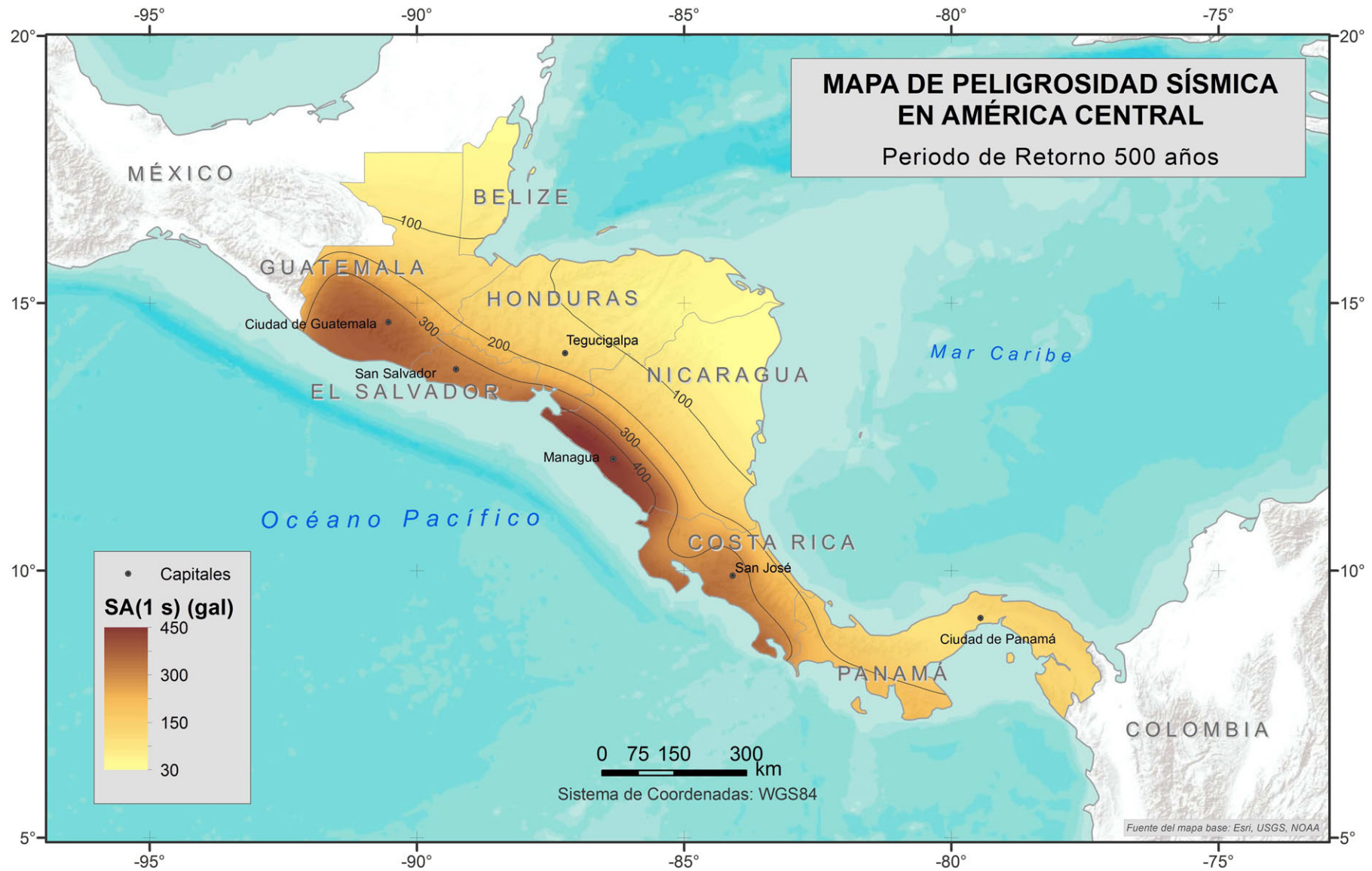


Figura 33. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (1 s) (gal) para PR=500 años.

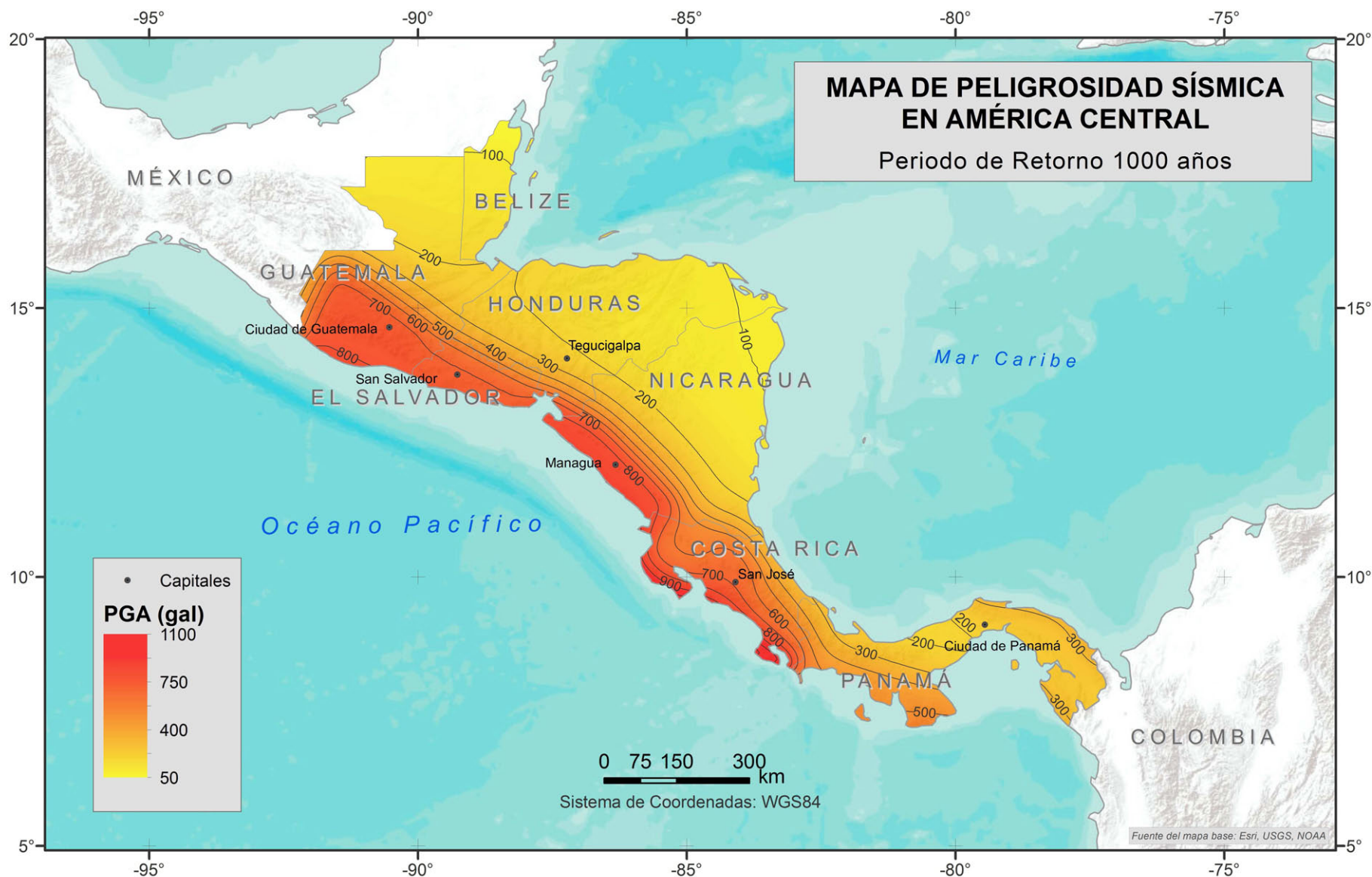


Figura 34. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=1000 años.

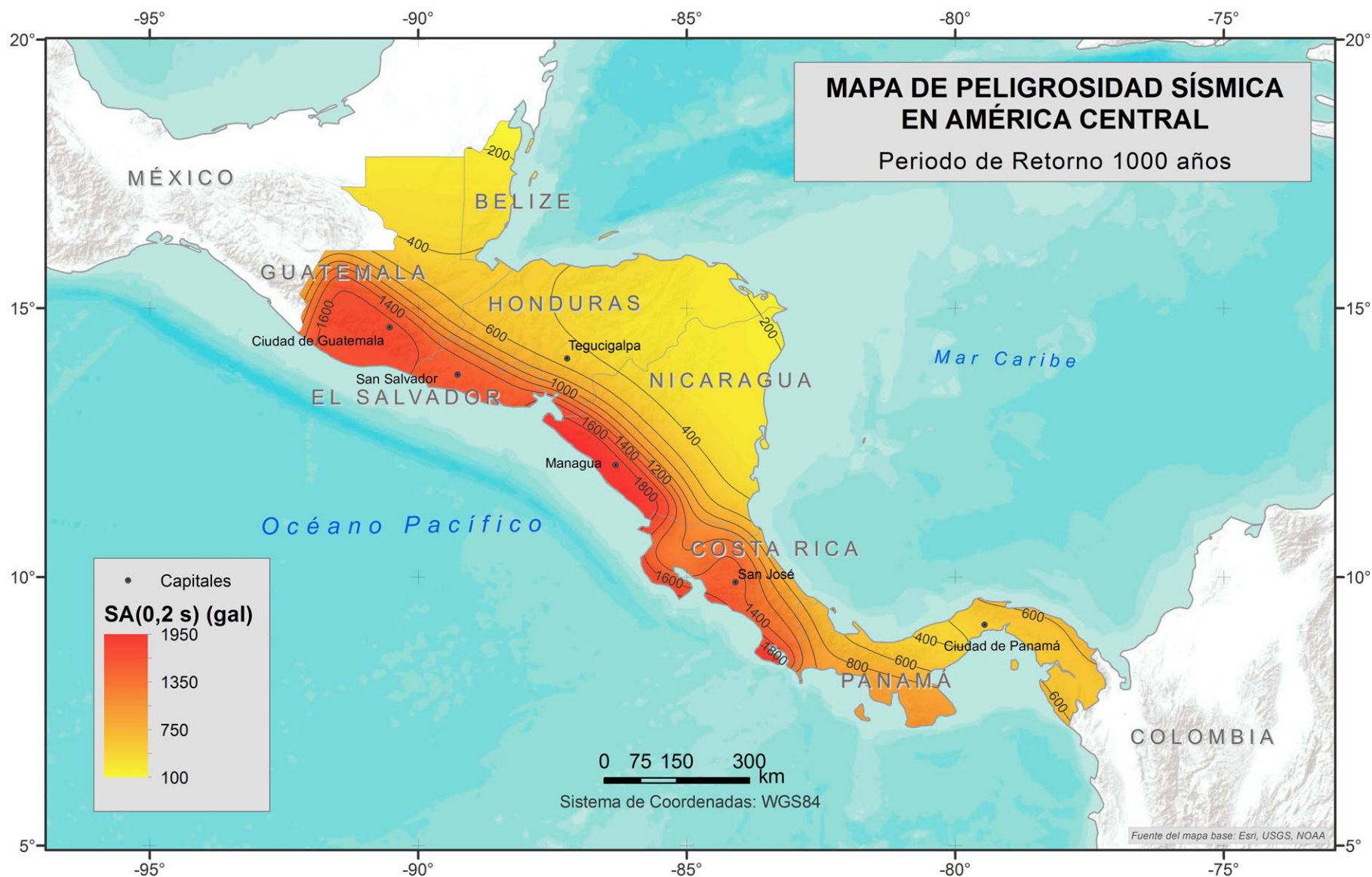


Figura 35. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (0,2 s) (gal) para PR=1000 años.

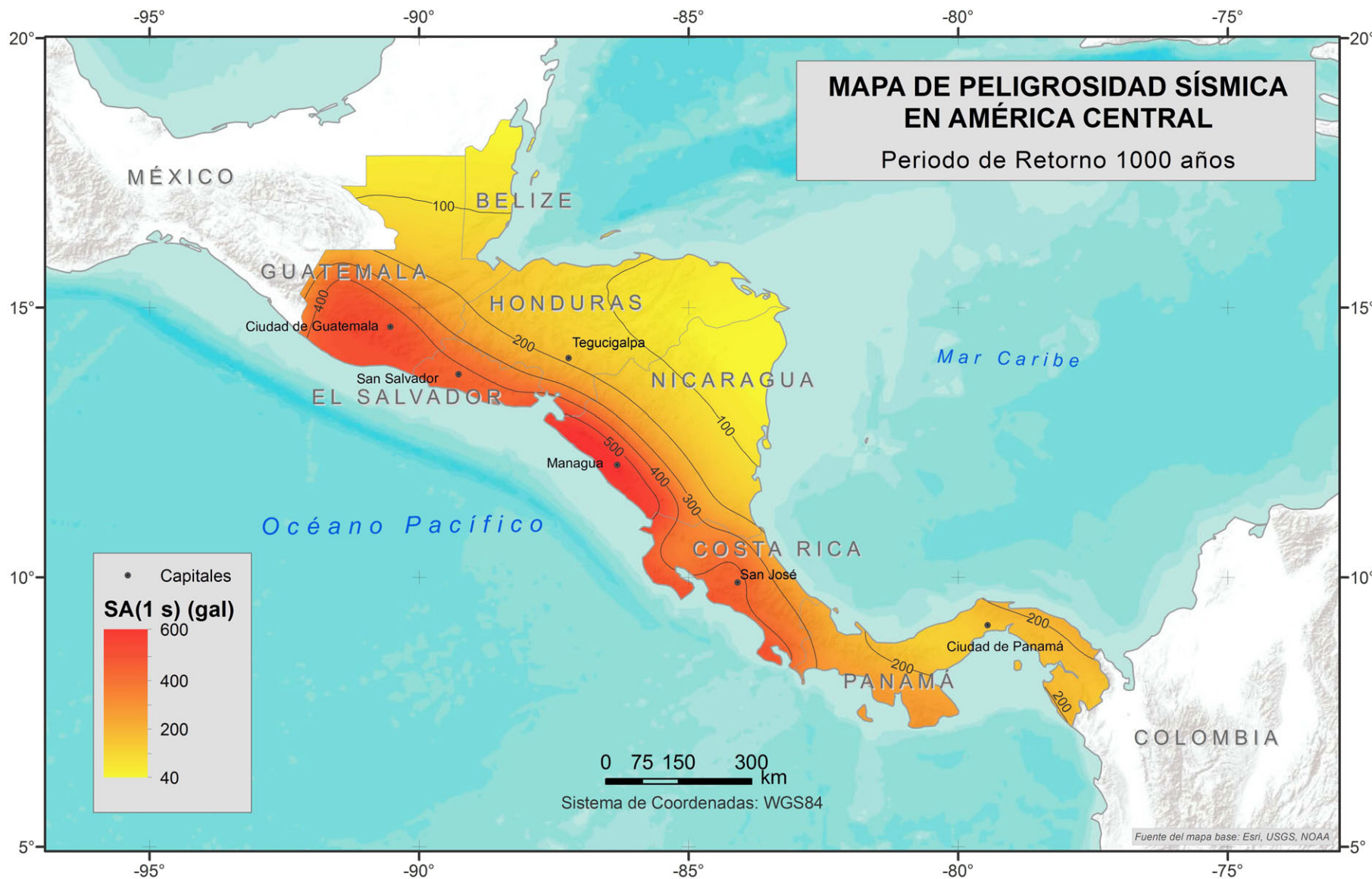


Figura 36. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (1 s) (gal) para PR=1000 años.

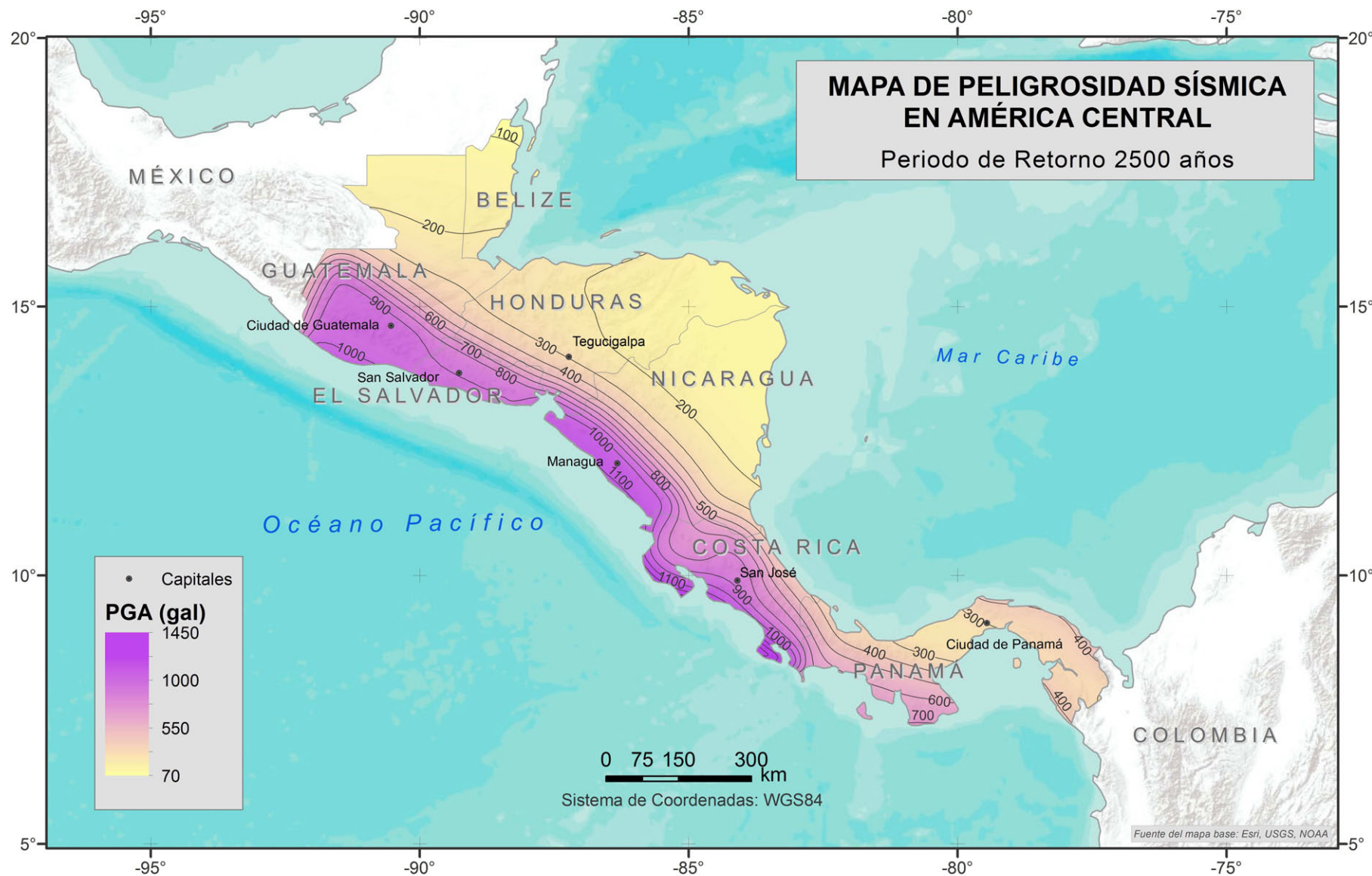


Figura 37. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=2500 años.

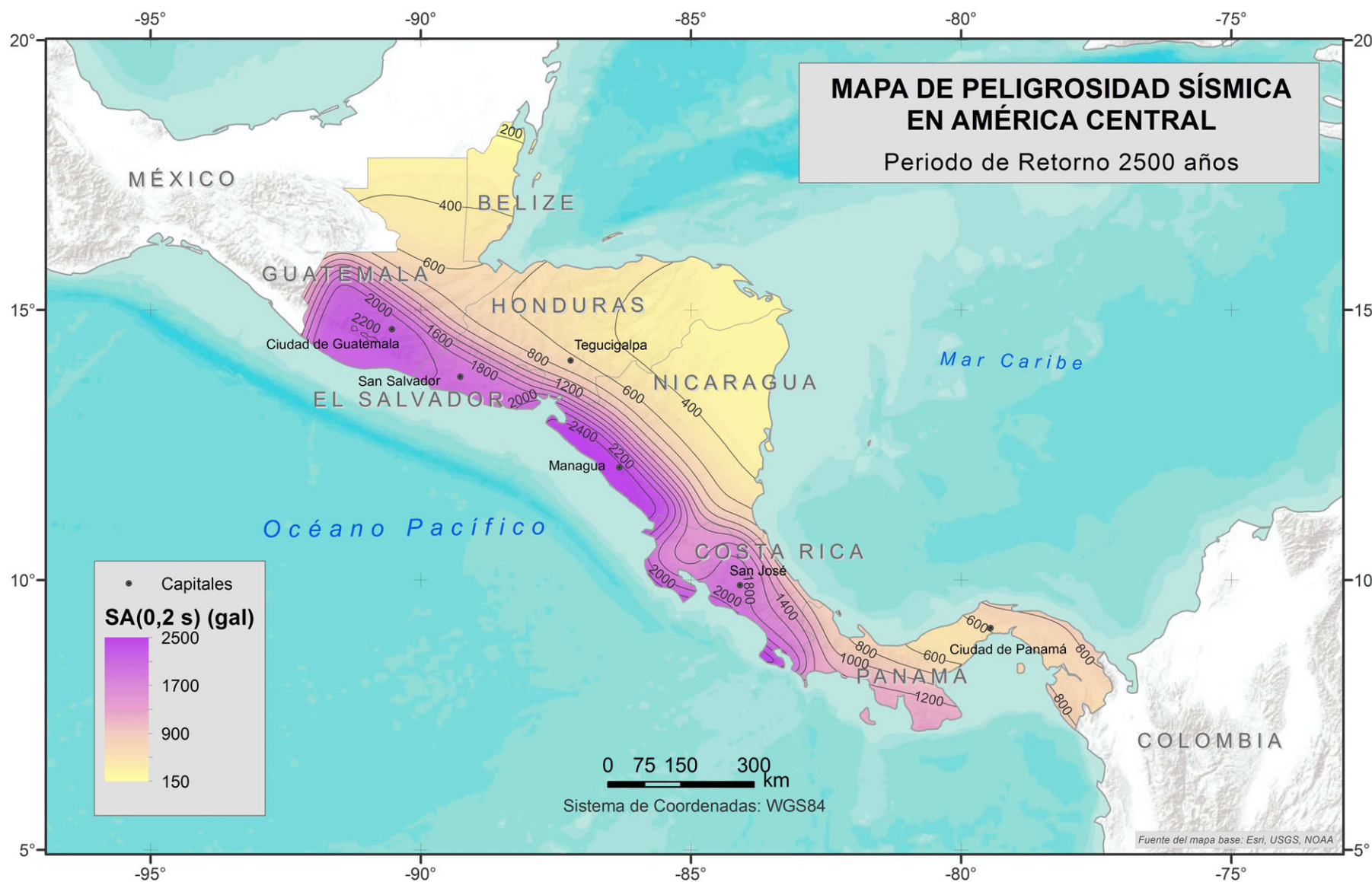


Figura 38. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (0,2 s) (gal) para PR=2500 años.

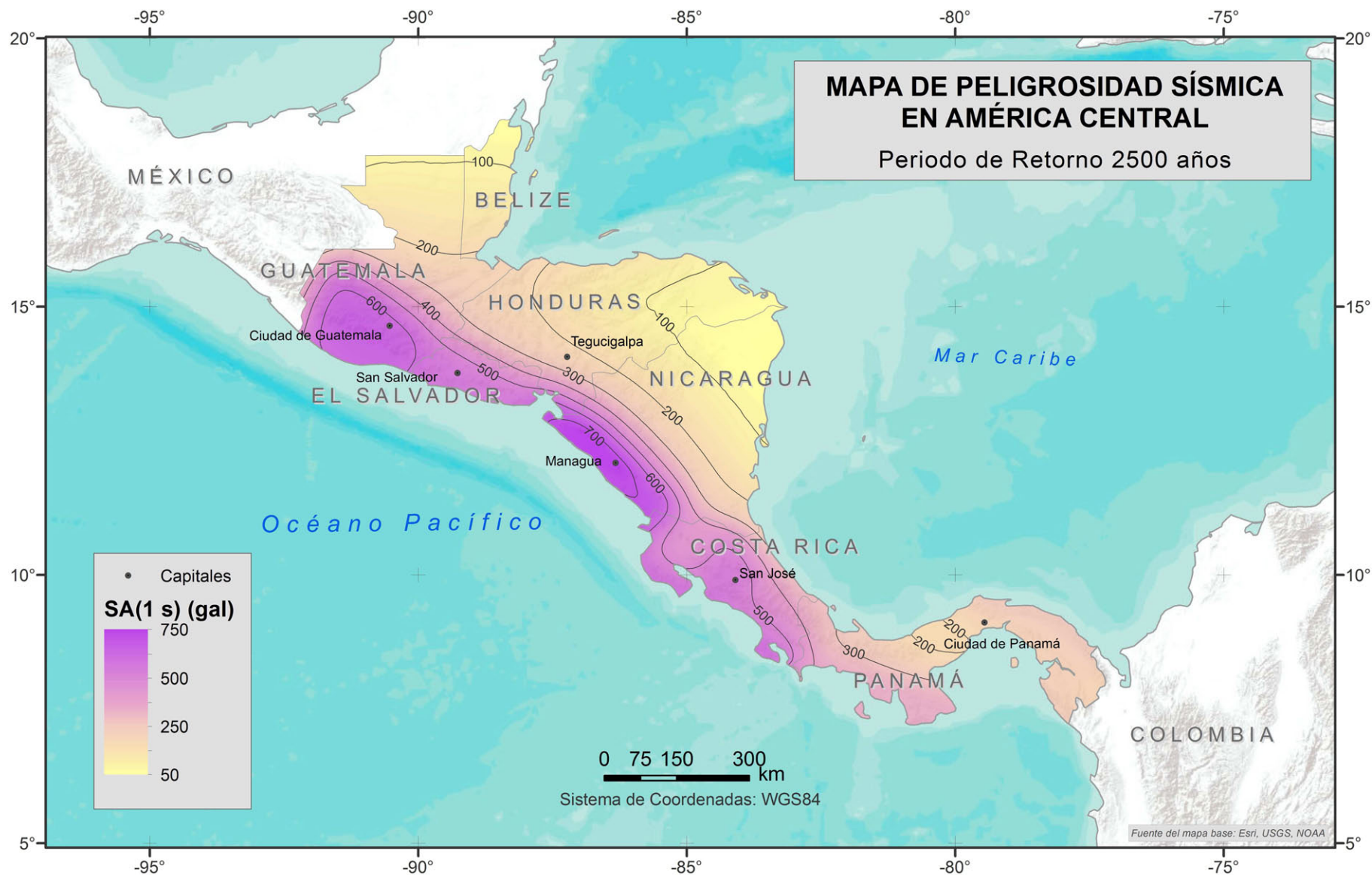


Figura 39. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de SA (1 s) (gal) para PR=2500 años.



7.2. ESPECTROS DE AMENAZA UNIFORME PARA LAS CAPITALES (UHS)

Como resultados específicos para las capitales de los países que conforman la región de América Central, han sido representados los espectros de amenaza uniforme (UHS) para los periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años.

En las Figuras 40, 41, 42, 43, 44 y 45 se muestran los espectros de amenaza uniforme para Ciudad de Guatemala, San Salvador, Tegucigalpa, Managua, San José, y Ciudad de Panamá. Los resultados numéricos se encuentran en las Tablas 7, 8, 9, 10, 11 y 12.

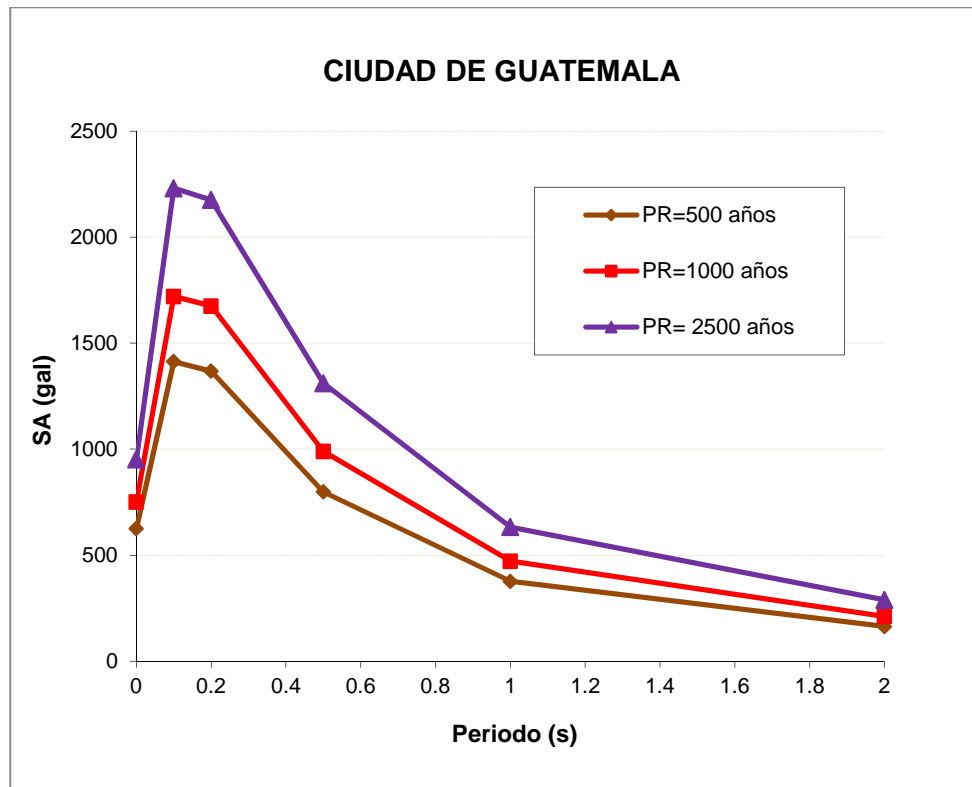


Figura 40. Espectros UHS en Ciudad de Guatemala, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

Tabla 7. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Ciudad de Guatemala, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

	Periodo de retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	625	751	951
SA (0,1)	1413	1720	2230
SA (0,2)	1368	1675	2175
SA (0,5)	798	990	1311
SA (1)	377	472	632
SA (2)	164	211	289

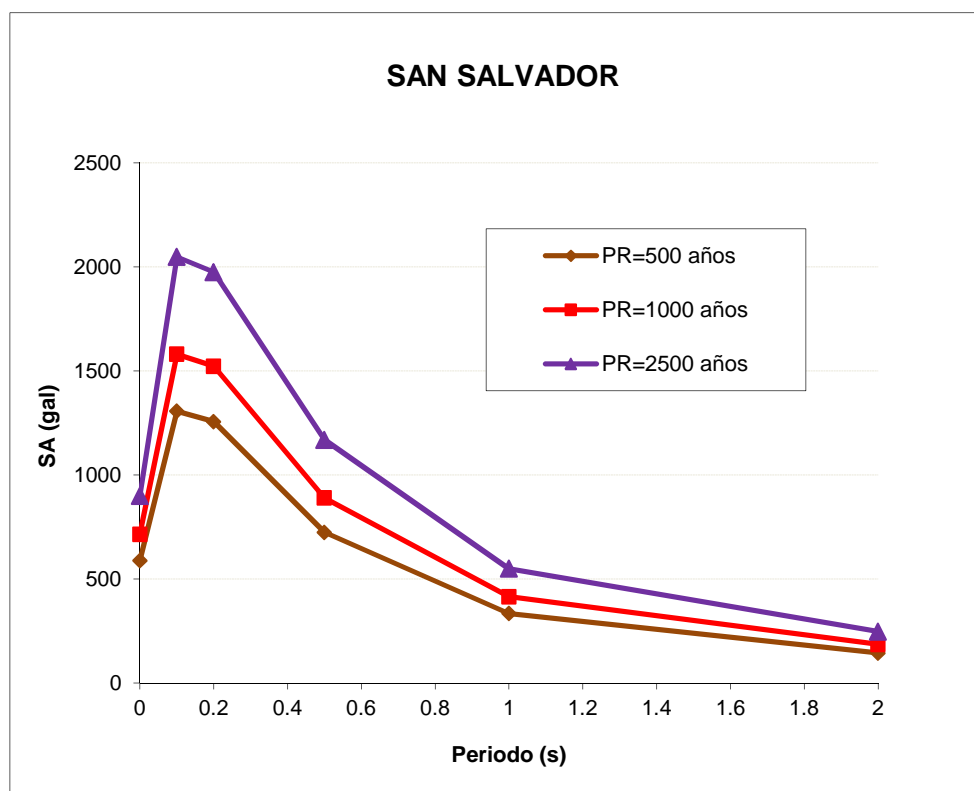


Figura 41. Espectros UHS en San Salvador, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

Tabla 8. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en San Salvador, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

	Periodo de retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	588	715	899
SA (0,1 s)	1307	1580	2048
SA (0,2 s)	1256	1523	1975
SA (0,5 s)	724	889	1168
SA (1 s)	334	415	549
SA (2 s)	144	186	247

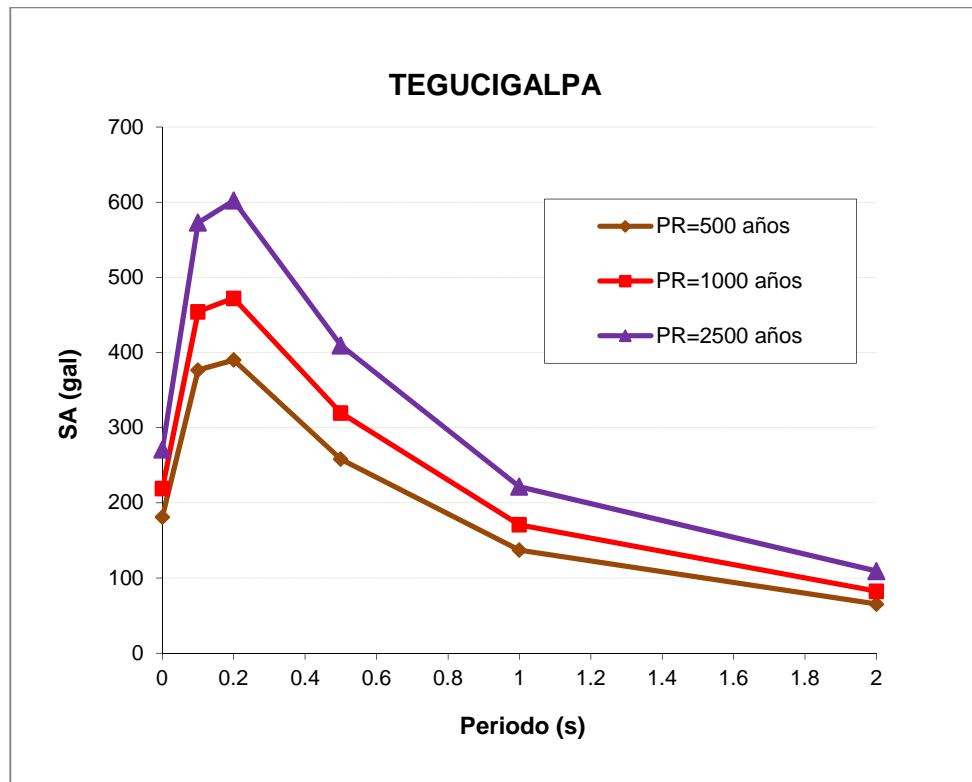


Figura 42. Espectros UHS en Tegucigalpa, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

Tabla 9. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Tegucigalpa, para los periodos de retorno 500, 1000 y 2500 años.

	Periodo de retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	181	219	271
SA (0,1)	377	454	573
SA (0,2)	390	472	602
SA (0,5)	258	320	410
SA (1)	137	171	222
SA (2)	65	82	109

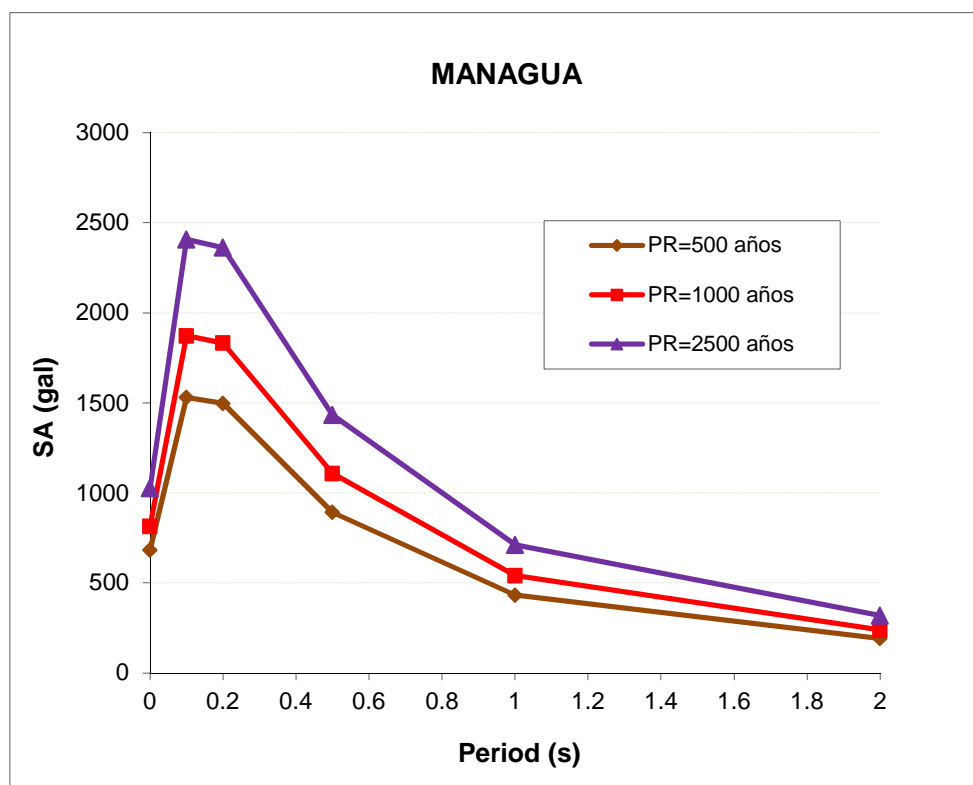


Figura 43. Espectros UHS en Managua, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

Tabla 10. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Managua, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

	Periodo de retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	683	815	1026
SA (0,1)	1530	1873	2408
SA (0,2)	1498	1833	2363
SA (0,5)	892	1108	1433
SA (1)	433	541	711
SA (2)	191	238	319

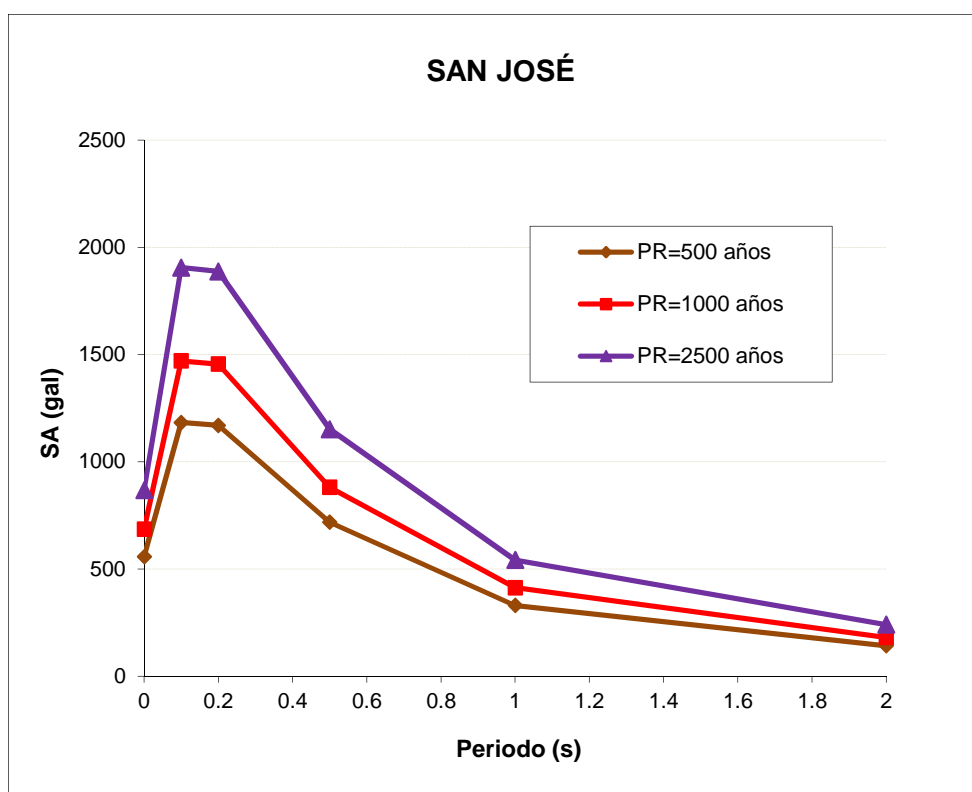


Figura 44. Espectros UHS en San José, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

Tabla 11. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en San José, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

	Periodo de retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	558	686	868
SA (0,1 s)	1183	1470	1905
SA (0,2 s)	1170	1455	1888
SA (0,5 s)	718	881	1151
SA (1 s)	330	413	542
SA (2 s)	142	181	241

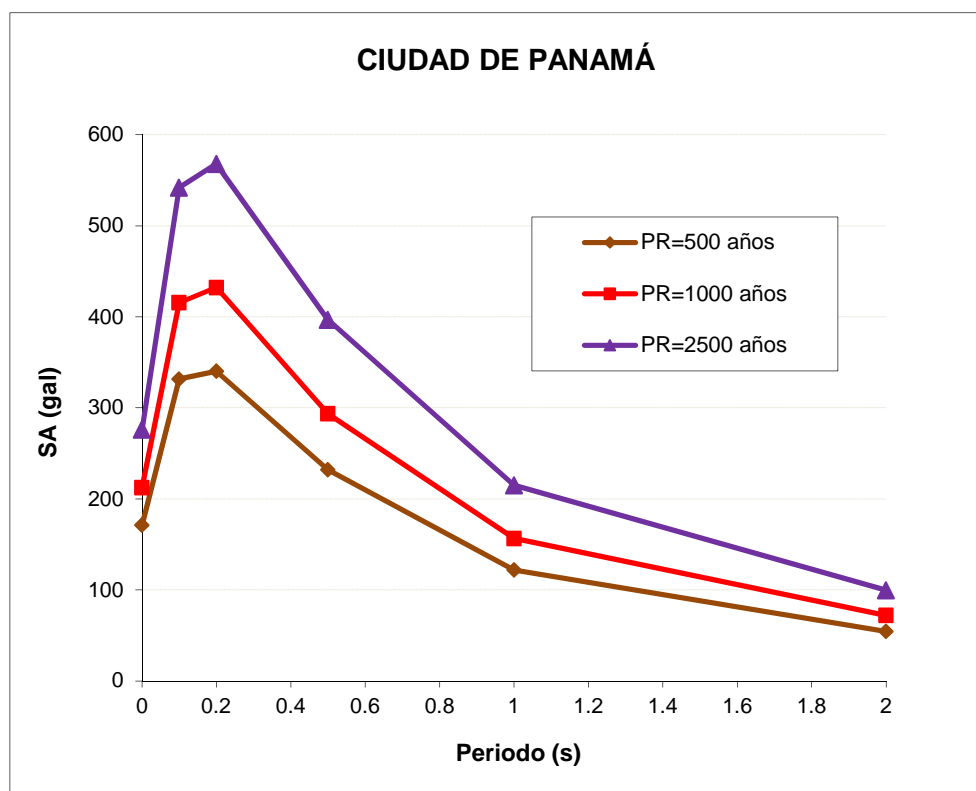


Figura 45. Espectros UHS en Ciudad de Panamá, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

Tabla 12. Parámetros resultantes de amenaza sísmica en Ciudad de Panamá, para los periodos de retorno 500, 1000, 2500 años.

	Periodo de retorno (años)		
	500	1000	2500
PGA	171	213	276
SA (0,1 s)	332	416	542
SA (0,2 s)	340	432	568
SA (0,5 s)	232	294	397
SA (1 s)	122	157	215
SA (2 s)	55	72	100



7.3. COMPARACIÓN CON EL ESTUDIO PREVIO

En las Figuras 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 y 54 se presentan los mapas de incrementos de aceleración que permiten comparar los resultados del presente estudio con los resultados publicados por Benito *et al.*, (2010). De esta forma se obtiene una estimación del impacto que causa en los resultados de peligrosidad la nueva zonificación sísmica y en consecuencia la nueva distribución de la sismicidad.

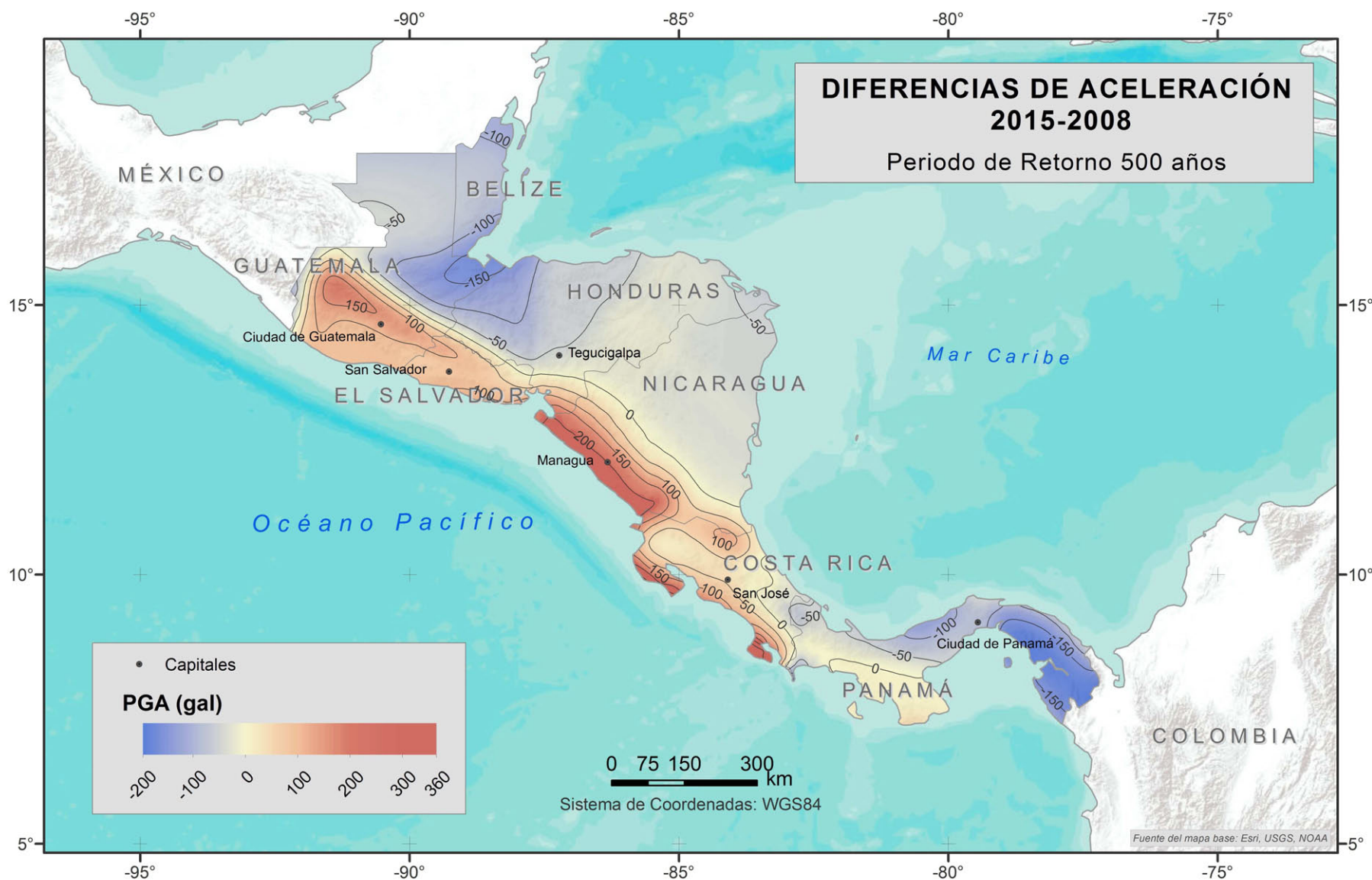


Figura 46. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de PGA (gal) para PR=500 años.

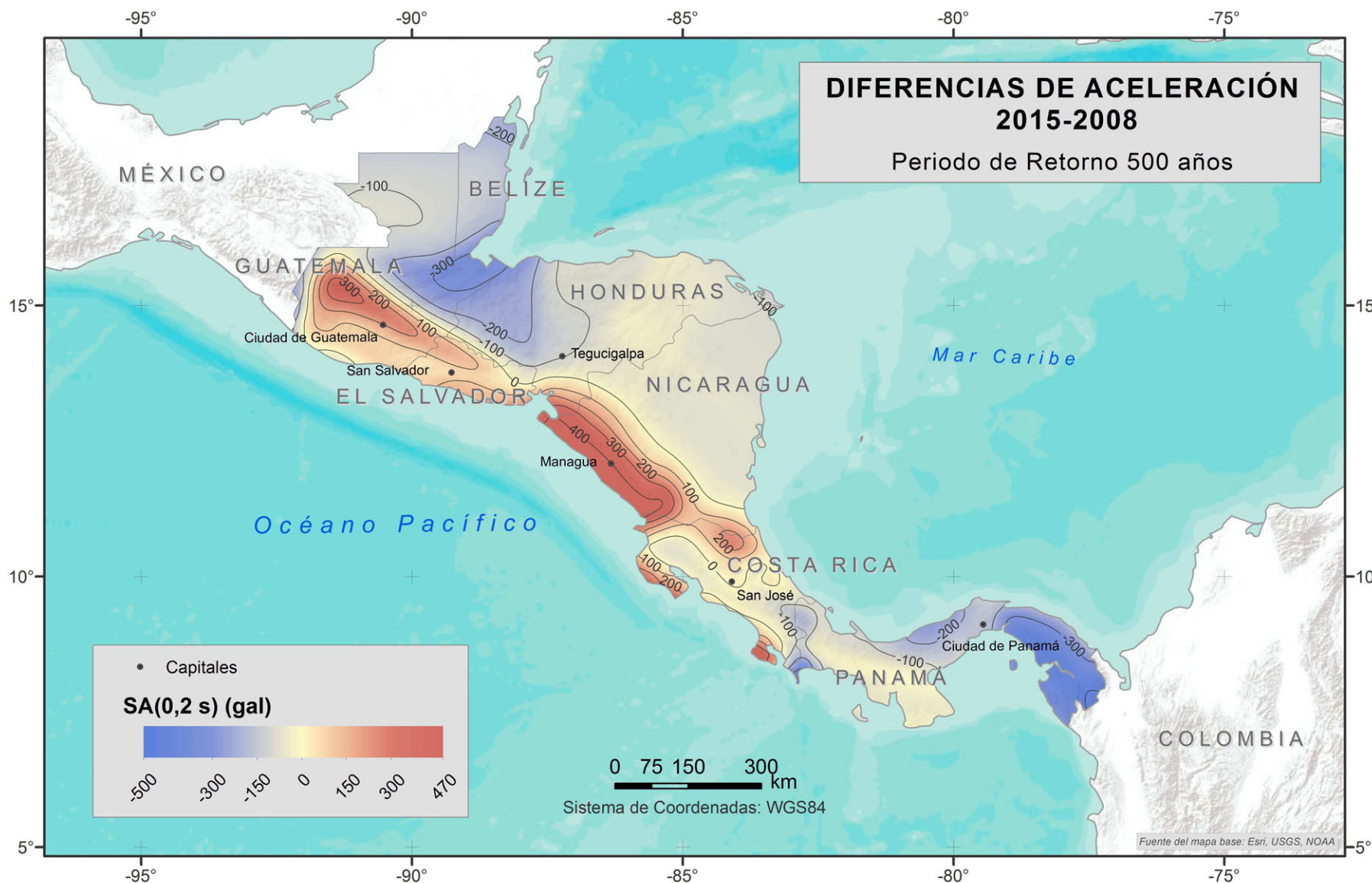


Figura 47. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (0,2s) (gal) para PR=500 años.

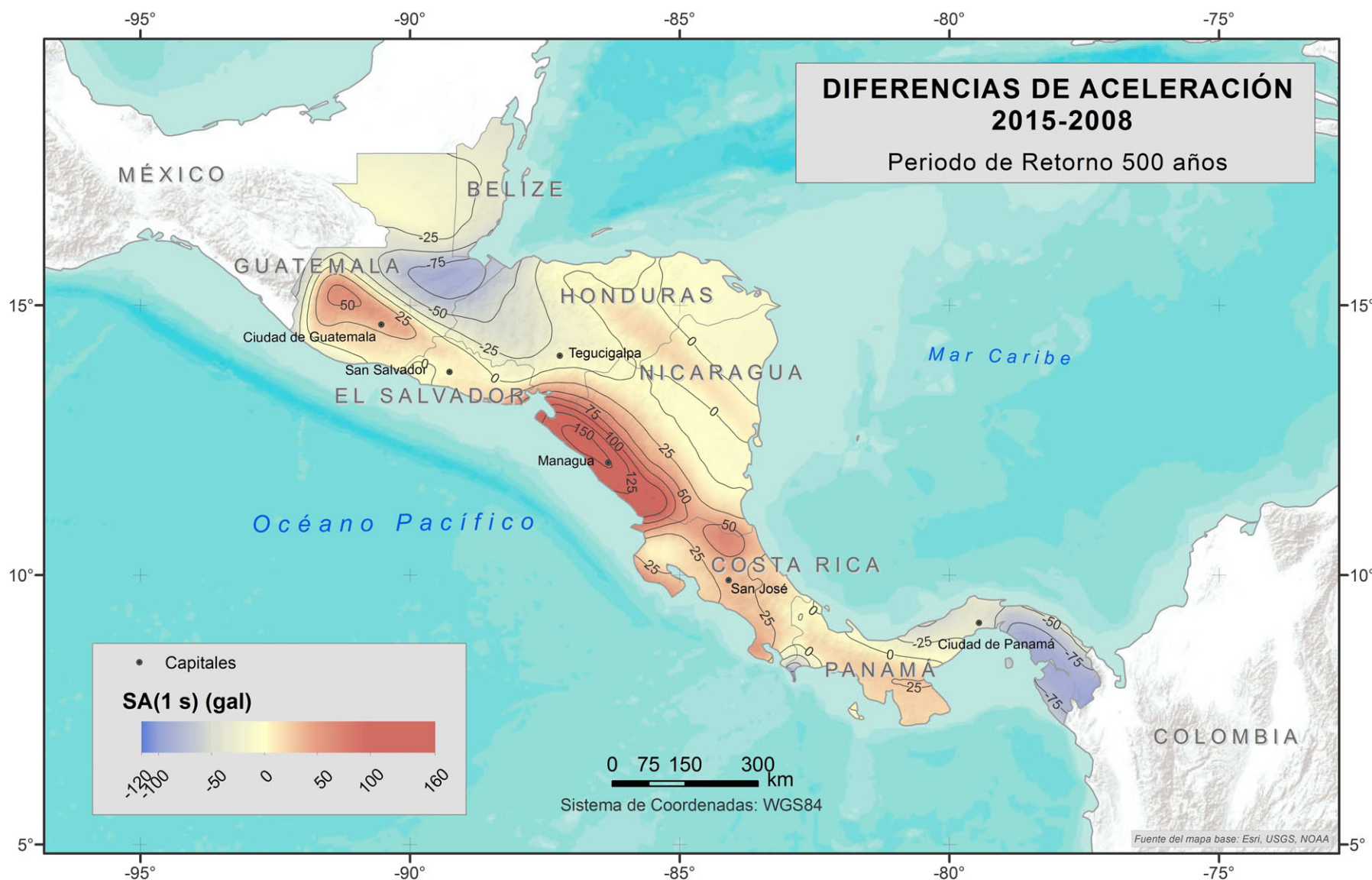


Figura 48. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (1 s) (gal) para PR=500 años.

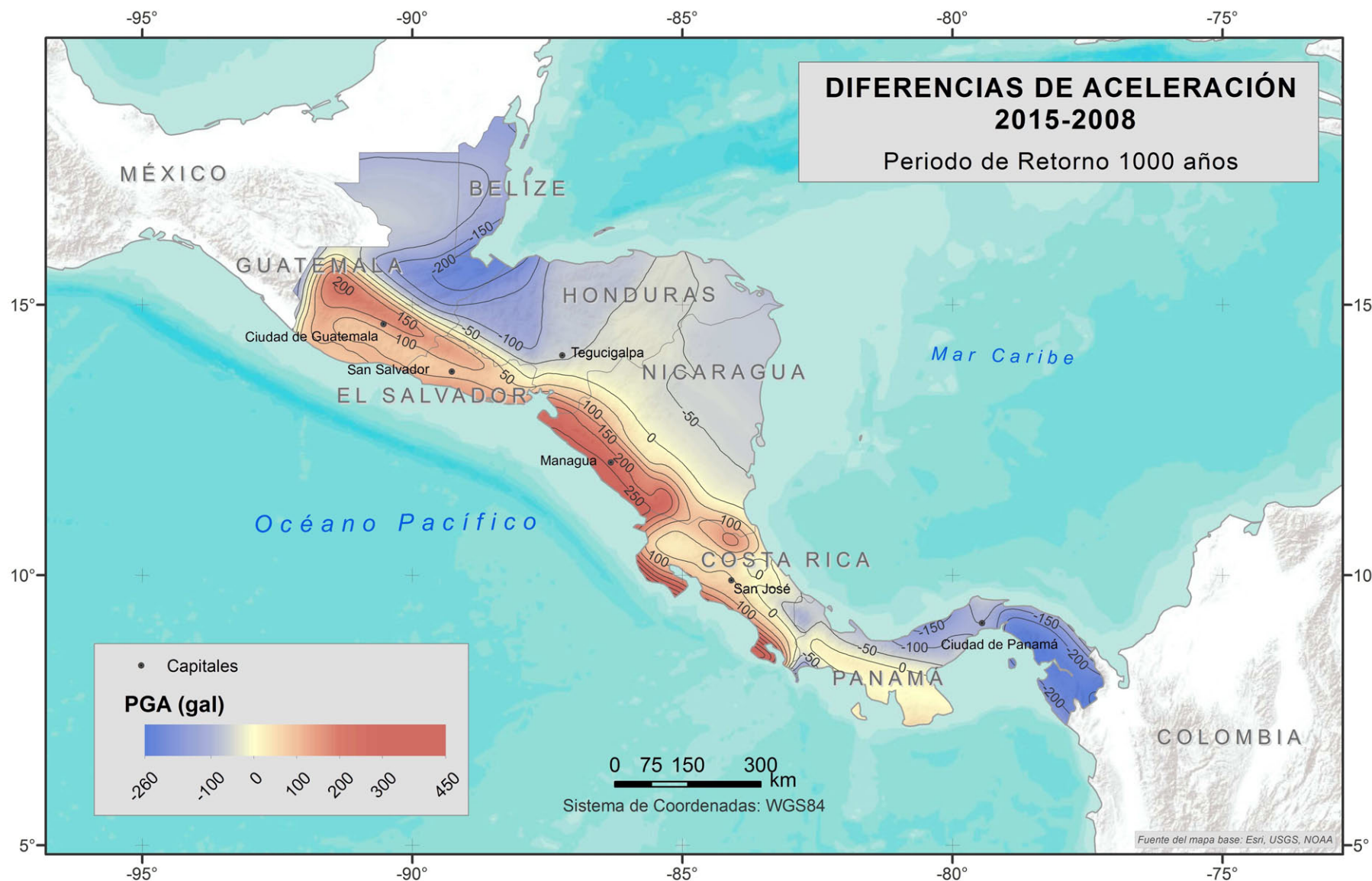


Figura 49. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de PGA (gal) para PR=1000 años.

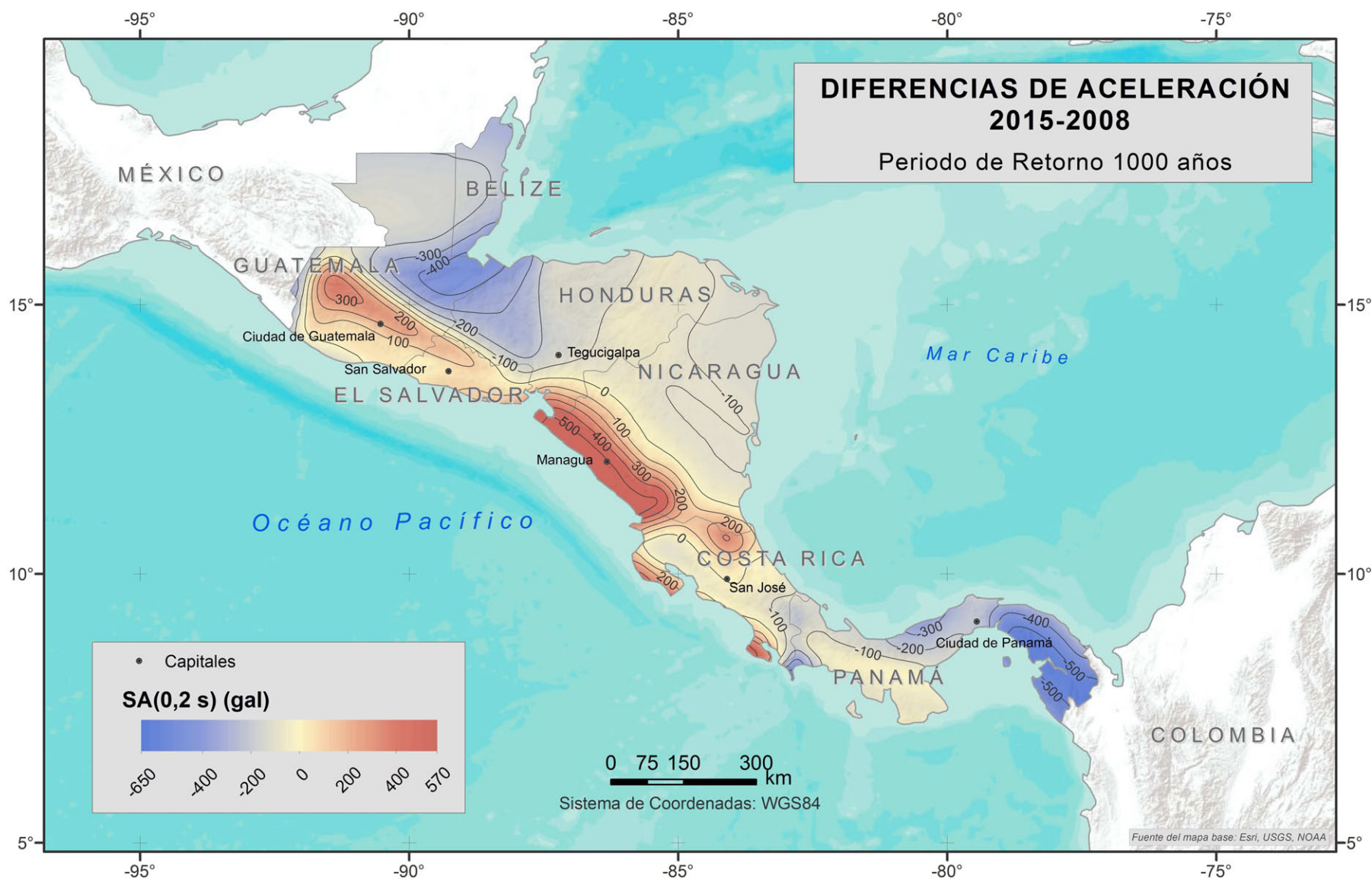


Figura 50. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (0,2s) (gal) para PR=1000 años.

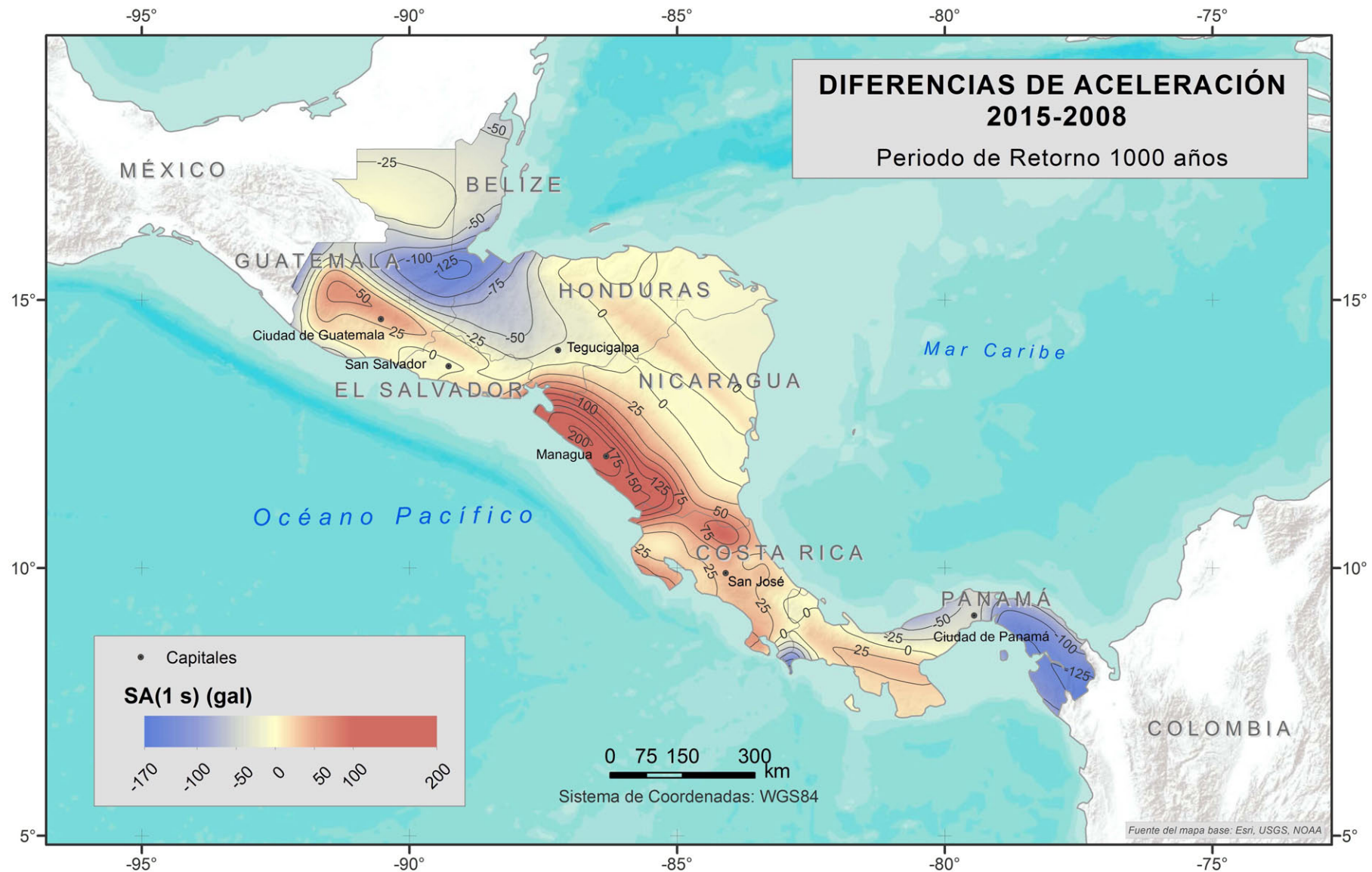


Figura 51. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (1 s) (gal) para PR=1000 años.

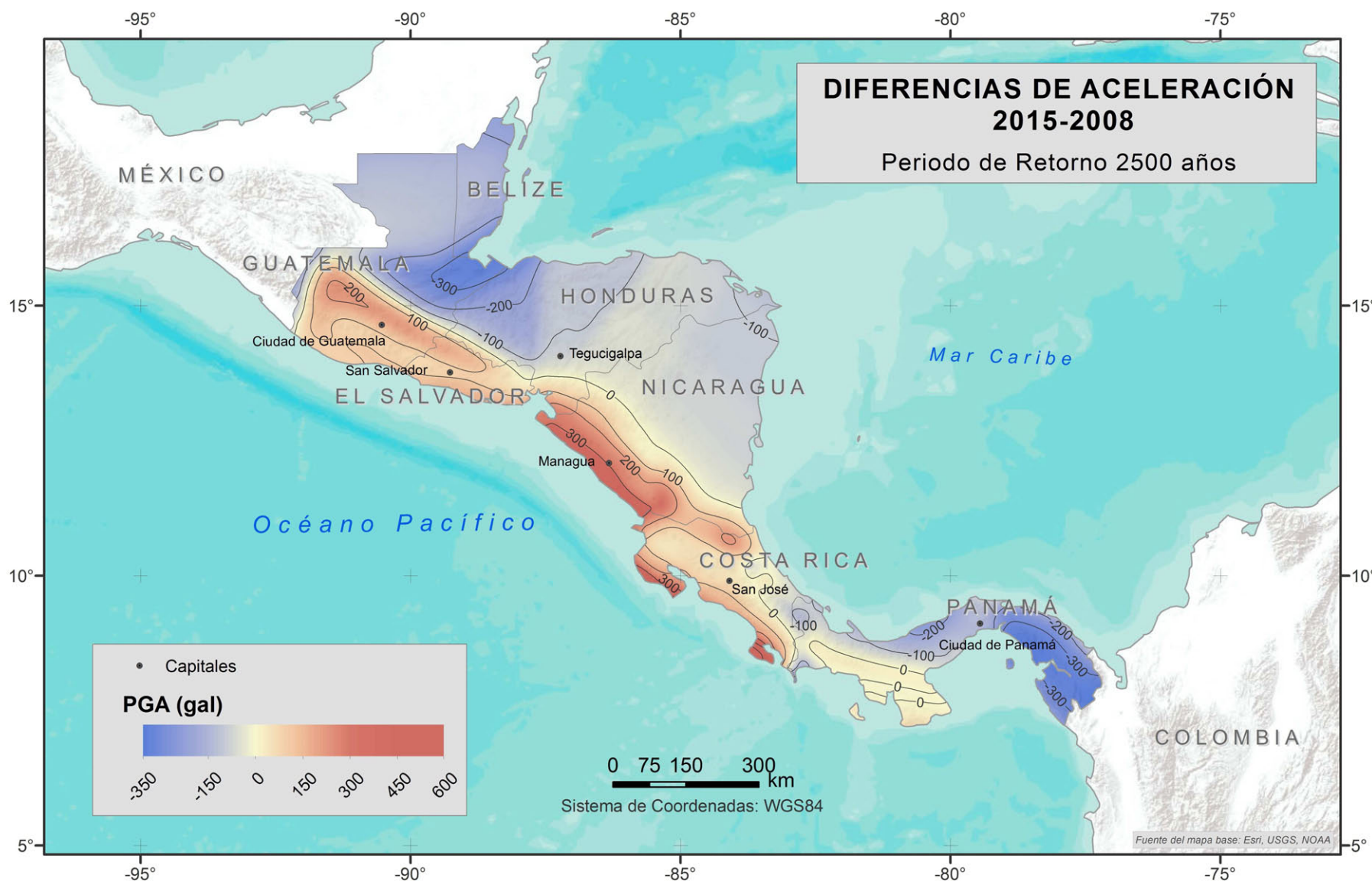


Figura 52. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de PGA (gal) para PR=2500 años.

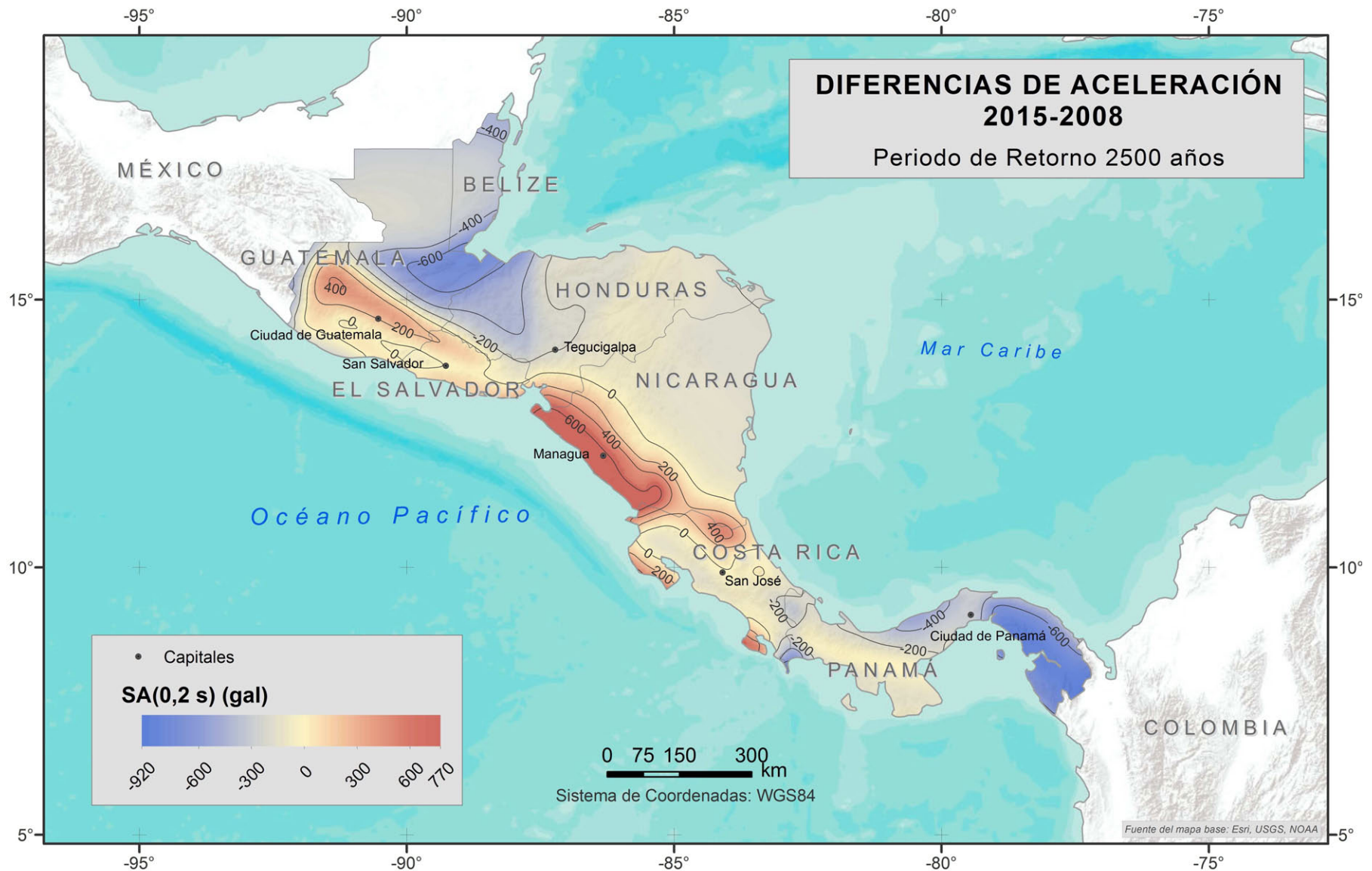


Figura 53. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (0,2s) (gal) para PR=2500 años.

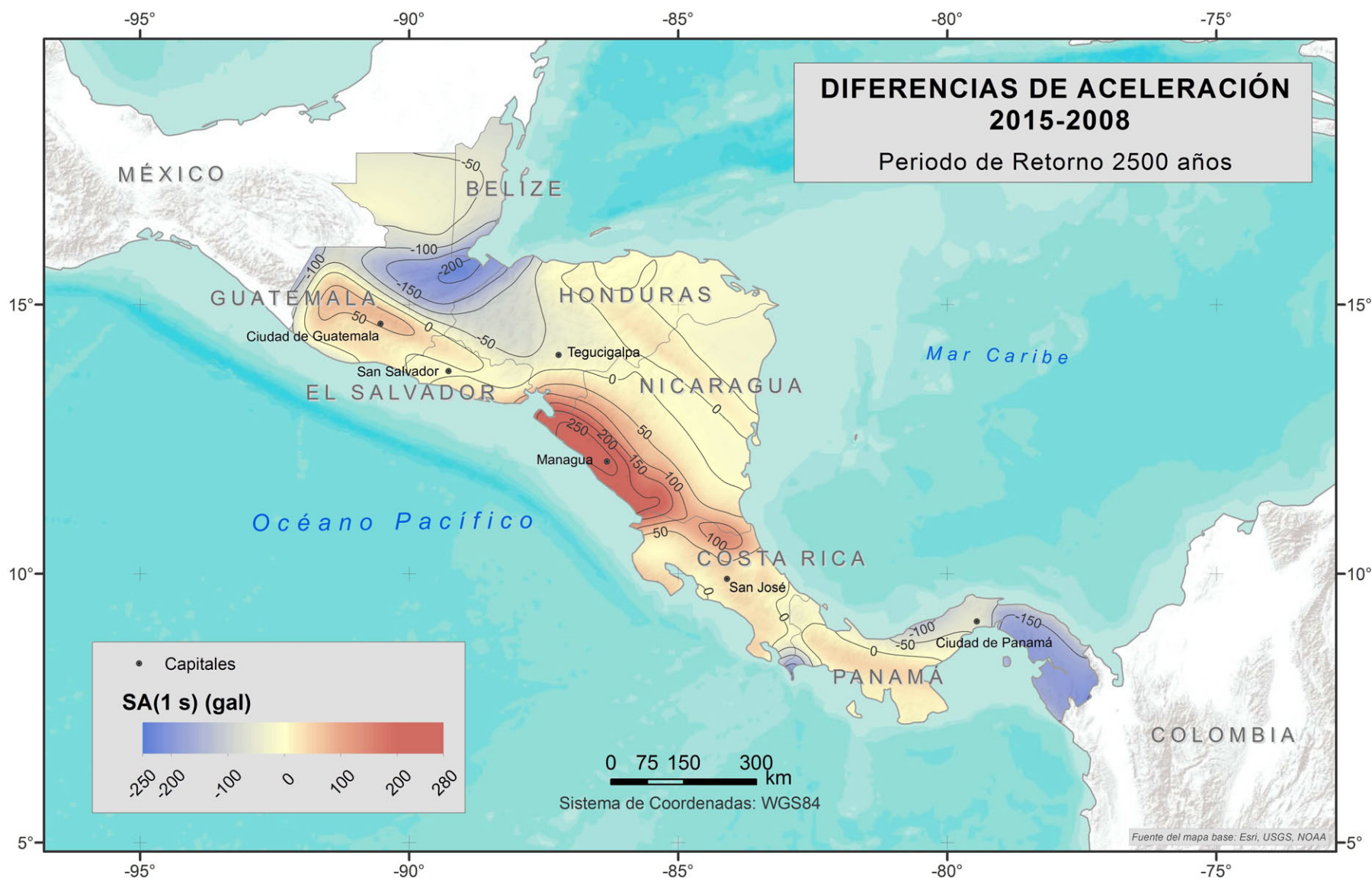


Figura 54. Mapa de incrementos de aceleración entre los resultados obtenidos y los resultados publicados por Benito et al. (2010), en términos de SA (1 s) (gal) para PR=2500 años.



7.4. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

Analizando los mapas de peligrosidad resultantes, se puede observar cómo para todos los periodos de retorno y todas las ordenadas espectrales los valores máximos de aceleración se presentan en la zona del Arco Volcánico, la costa del Pacífico en Costa Rica y el sur de Guatemala (Falla Motagua), paralelamente a la costa del Pacífico, debido a la influencia de las fallas y de la zona de subducción, decayendo hacia el interior de la región.

Los valores máximos de PGA obtenidos en este estudio en dichas zonas de máxima peligrosidad, oscilan entre 700, 800 y 1100 gales para periodos de retorno 500, 1000 y 2500 años, respectivamente, llegando a valores de 900, 1100 y 1400 gales en Nicoya (Figuras 31, 34 y 37). Esto representa una diferencia de aproximadamente 200, 250 y 300 gales para dichos periodos de retorno respecto al estudio de Benito *et al.*, (2010) (Figuras 46, 49 y 52).

Para SA (0.2 s) se obtienen valores máximos de 1500, 1900 y 2500 de gales para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años respectivamente (Figuras 32, 35 y 38), alcanzando así variaciones máximas de aproximadamente 400, 500 y 600 gales para dichos periodos de retorno respecto al estudio de Benito *et al.*, (2010) (Figuras 47, 50 y 53).

La aceleración espectral para 1 segundo, alcanza valores máximos en la costa occidental, debido principalmente a la zona de subducción. Estos valores son del orden de 450, 500 y 700 gales para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años respectivamente (Figuras 33, 36 y 39), lo cual representa una diferencia de aproximadamente 150, 200 y 250 gales para dichos periodos de retorno respecto al estudio de Benito *et al.*, (2010) (Figura 48, 51 y 54).

Por lo tanto, los valores de aceleración máximos obtenidos en el presente estudio son generalmente más elevados que los obtenidos en el estudio de Benito *et al.*, (2010). Esto se debe principalmente a la modificación en la profundidad de las zonas, con la consecuente redistribución de la sismicidad asignada a ellas. Se ha reducido así la sismicidad cortical y ha aumentado la de zonas de subducción,



lo que conlleva modificaciones en los parámetros de las zonas y como consecuencia en los valores de amenaza.

Los mapas de diferencias de aceleración entre el estudio de Benito *et al.*, (2010) y el presente estudio actualizado reflejan las variaciones de aceleración obtenidas con la nueva zonificación. De este modo, se puede comprobar cómo las modificaciones aplicadas a la zonificación tomada como base afectan a los resultados de peligrosidad. Así, para todas las ordenadas espectrales y todos los periodos de retorno, la aceleración se ha incrementado paralelamente a la zona de subducción, llegando a alcanzar incrementos máximos de 700 gales para PR=2500 años en el Arco Volcánico frente a la costa nicaragüense. Sin embargo, los incrementos máximos de aceleración pico PGA se ubican en la Península de Nicoya, al sur de Costa Rica, donde la placa del Coco penetra superficialmente en la Placa Caribe, siendo la zona donde la fosa se acerca más a la costa y la zona de subducción tiene además un menor ángulo de buzamiento.

También se puede observar como la aceleración ha disminuido al este de Panamá debido principalmente a que en este área se ha introducido una nueva zona sismogénica perteneciente a la subducción interfase (Psi11) a la cual se le ha atribuido la sismicidad registrada entre los 20 y 100 km de profundidad asociada a la convergencia entre la Microplaca de Panamá y la Placa del Caribe y entre la Placa de Nazca con la Microplaca de Panamá. Además, la zona cortical (P8-C8) que incluía el sistema de fallas del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, además de variar su profundidad máxima (25 km) ha sido dividida en tres zonas corticales cuyas profundidades máximas son de 35 km en el caso de P10-C8 y P9 y 20 km en P8. Lo mismo sucede con la zona de baja sismicidad del norte de Guatemala, Belize y el sistema de fallas Jocotán-Chamelecón donde se ha introducido la zona G9 entre las zonas existentes G6 y G8.

7.5. IMPLEMENTACIÓN DE UN SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

Entre los resultados del presente estudio se encuentra el Sistema de Información Geográfica (Figura 55) que recoge todos los datos relacionados con el proyecto de evaluación de la amenaza sísmica: el catálogo sísmico, las zonas sismogénicas definidas en las zonificaciones, las estructuras tectónicas, la cartografía base para los mapas y los resultados de amenaza sísmica

Dichos datos se encuentran disponibles para estudios futuros ya que ha sido almacenada en tablas relacionadas entre sí. Además, se puede ver representada en mapas ya que toda la información se encuentra georreferenciada y los sistemas de coordenadas de todas las capas están homogeneizados al sistema de referencia oficial de la región centroamericana: WGS 1984.

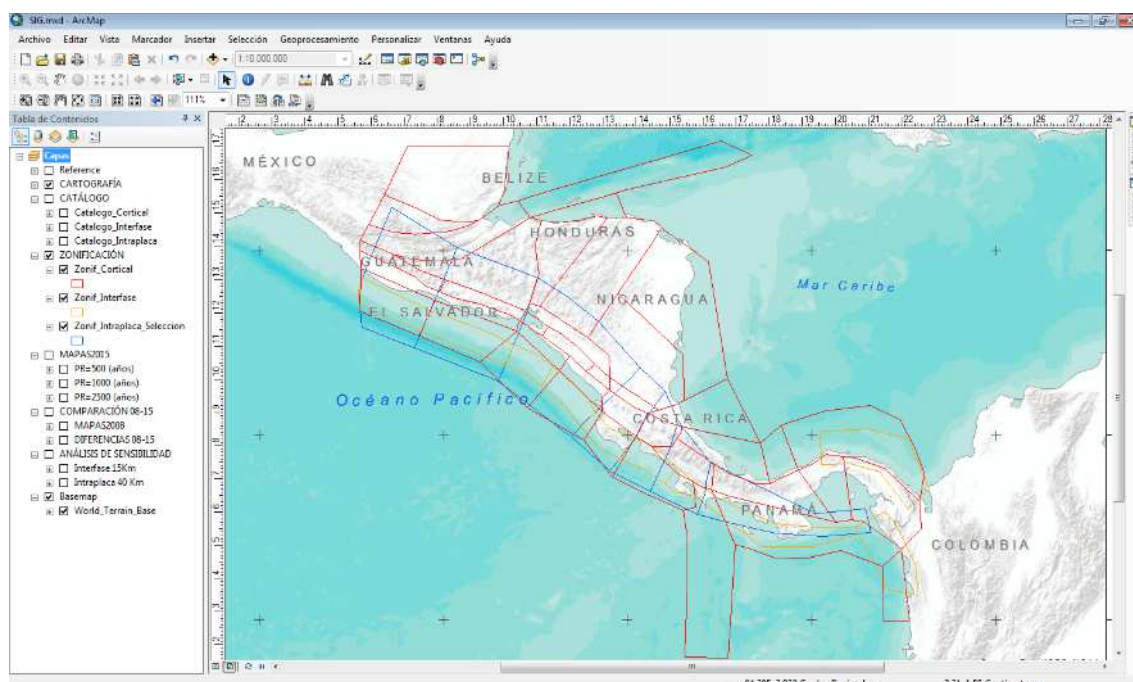


Figura 55. Estructura del SIG.



8. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD EN LOS RESULTADOS DE AMENAZA DE LOS PARÁMETROS DE LA FUENTE

La metodología PSHA contempla la posibilidad de realizar análisis de sensibilidad en los resultados de la amenaza frente a las opciones de entrada con el fin de cuantificar la variabilidad de los resultados finales del estudio en función de dichos valores de entrada para diferentes nodos del árbol lógico. Es decir, el valor que toman los parámetros de entrada y las opciones de cálculo, tales como los modelos de movimiento fuerte, presentan incertidumbre (aleatoria o epistémica).

En el presente trabajo se han desarrollado dos análisis de sensibilidad en los resultados finales del cálculo de peligrosidad de parámetros de la fuente. Para ello se han realizado diferentes modificaciones en la profundidad y por tanto en la sismicidad incluida en la zonificación propuesta, se han recalculado los parámetros sísmicos y la amenaza sísmica de la zona para distintos periodos de retorno, en términos de aceleración pico (PGA), y de diferentes ordenadas espectrales. Finalmente, se han generado mapas de incrementos de aceleración, comparando los diferentes resultados del estudio, a fin de obtener una estimación de las variaciones que resultan en peligrosidad. Se obtiene así un indicativo sobre la sensibilidad de los resultados finales ante los parámetros input relativos a la profundidad de la zonas.

8.1. VARIACIÓN DEL LÍMITE SUPERIOR DE LA PROFUNDIDAD DE LAS ZONAS INTERFASE

Con el fin de estudiar cómo afecta la profundidad de las zonas sismogénicas en el cálculo de sus parámetros sísmicos, y el impacto que causa en la peligrosidad sísmica de la zona de estudio, se ha modificado el límite establecido en 10 km entre las zonas corticales y de subducción interfase. Dicha profundidad límite ha sido fijada en 15 km, de forma que disminuye el espesor de la subducción interfase y aumenta en aquellas zonas corticales situadas sobre la subducción.

En primer lugar, se ha analizado el número de eventos registrados entre 10 y 15 km de profundidad y que por tanto han sido asignados a la interfase (Figura 56). En dicho rango de profundidad se registran 1310 eventos, un 18 % del total de sismos asignados a las zonas de subducción interfase (7138 eventos).

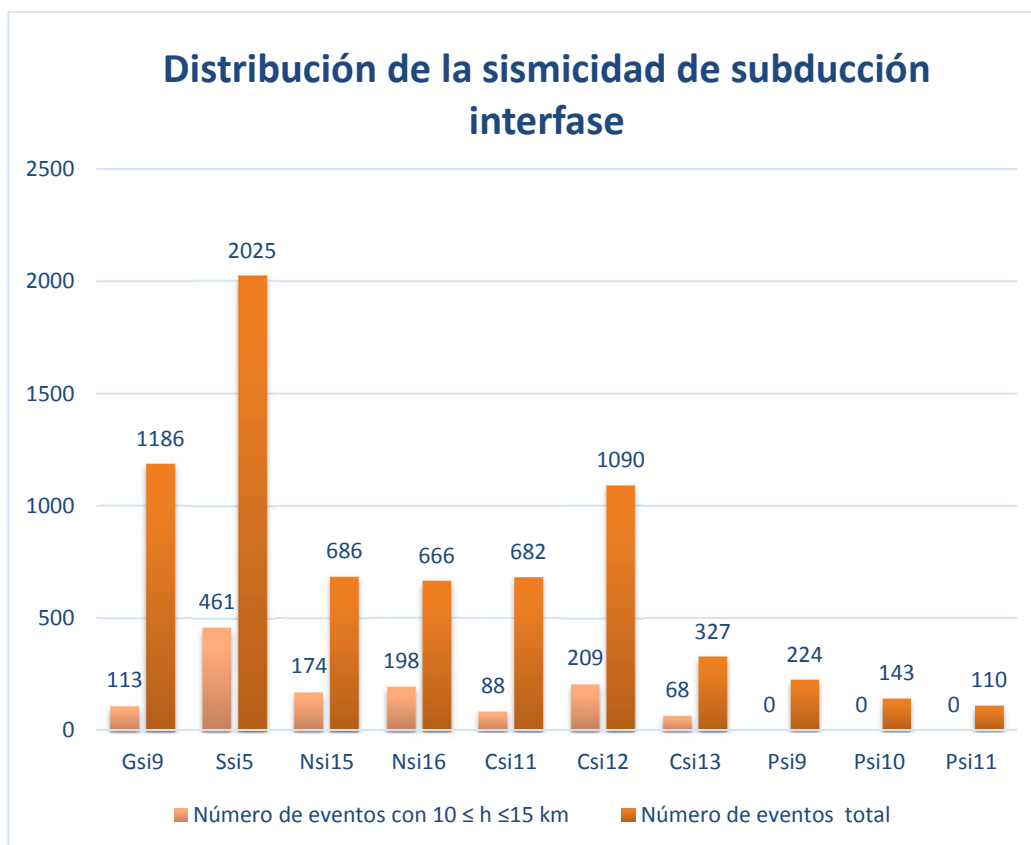


Figura 56. Distribución de la sismicidad localizada entre los 10 y 15 km de profundidad frente al total de sismicidad de subducción intermedia registrada en las zonas interfase.

En aquellas zonas interfase como son las denominadas Gsi 9, Ssi 5, Nsi 16, Csi11, Csi12 y Csi13, la sismicidad registrada entre los 10 km y 15 km de profundidad representa entre el 10% y 20 % de la sismicidad total registrada en ellas, llegando al 30 % en la zona Nsi16.

A su vez, se ha analizado cómo afectan para una misma magnitud y distancia ($M_w = 6$ y distancia epicentral 15 km), los modelos de atenuación empleados en el cálculo en función del régimen tectónico. De este modo a partir de las curvas de cada modelo de atenuación se ha comprobado como en las



distancias cortas (15 km) la aceleración se atenúa más en las zonas corticales que en las zonas de subducción. Por tanto, se puede deducir que aunque aumente el número de eventos en superficie al redistribuir la sismicidad, la aceleración disminuirá.

Una vez redistribuida la sismicidad comprendida en dicho rango de profundidad asignándose a las zonas corticales correspondientes por localización (1227 sismos) se han recalculado los parámetros sísmicos, comprobando que disminuyen las tasas correspondientes a las zonas interfase (se ha reducido la sismicidad pasando de 7138 a 5828 eventos) y aumentan las tasas de aquellas zonas corticales (se ha aumentado la sismicidad pasando de 9063 a 10290 eventos).

Se ha realizado el cálculo de peligrosidad con CRISIS 2014, empleando los parámetros estimados a partir de la nueva distribución de la sismicidad. Asimismo, se han elaborado los mapas de peligrosidad para PGA y las ordenadas espectrales SA (0,1), SA (0,2), SA (0,5), SA (1), SA (2)) para los periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años.

En las Figuras 57 y 58 se muestran respectivamente, el mapa de peligrosidad para PGA para el periodo de retorno 500 años y el mapa de diferencias de aceleración de éste con el mapa de peligrosidad para PGA y dicho periodo de retorno obtenido en base a la zonificación propuesta en el presente trabajo.

Analizando dichos mapas se puede comprobar como la aceleración media disminuye ligeramente en toda la región, excepto en la península de Nicoya (Costa Rica) donde se puede apreciar cómo la peligrosidad disminuye hasta en 190 gales. En el resto de la región, dichas diferencias son mínimas oscilando entre ± 10 gales en Guatemala, El Salvador y Nicaragua de forma paralela a la costa.

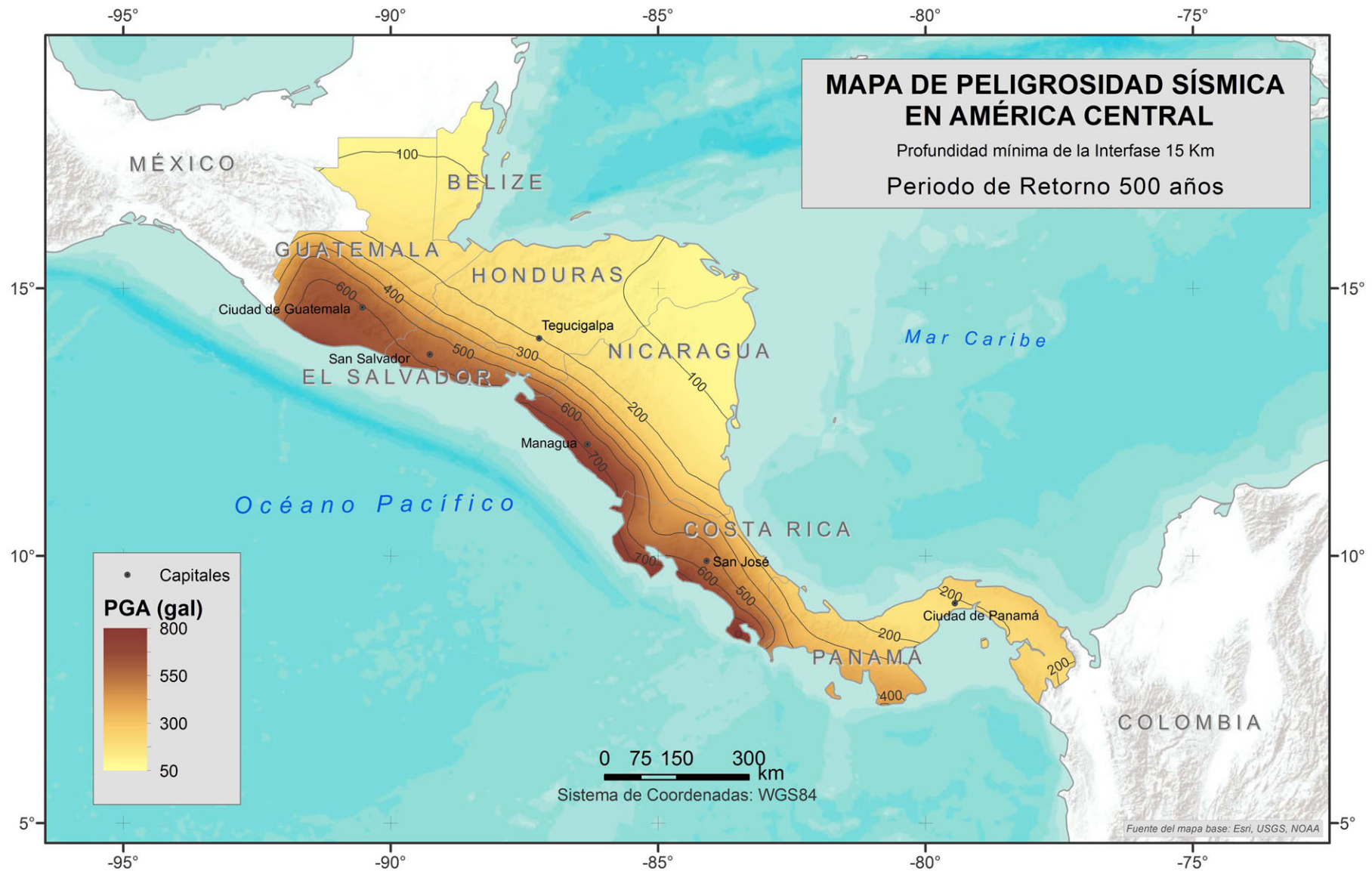


Figura 57. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=500 años (estableciendo la profundidad mínima de la zonificación interfase en 15 km).

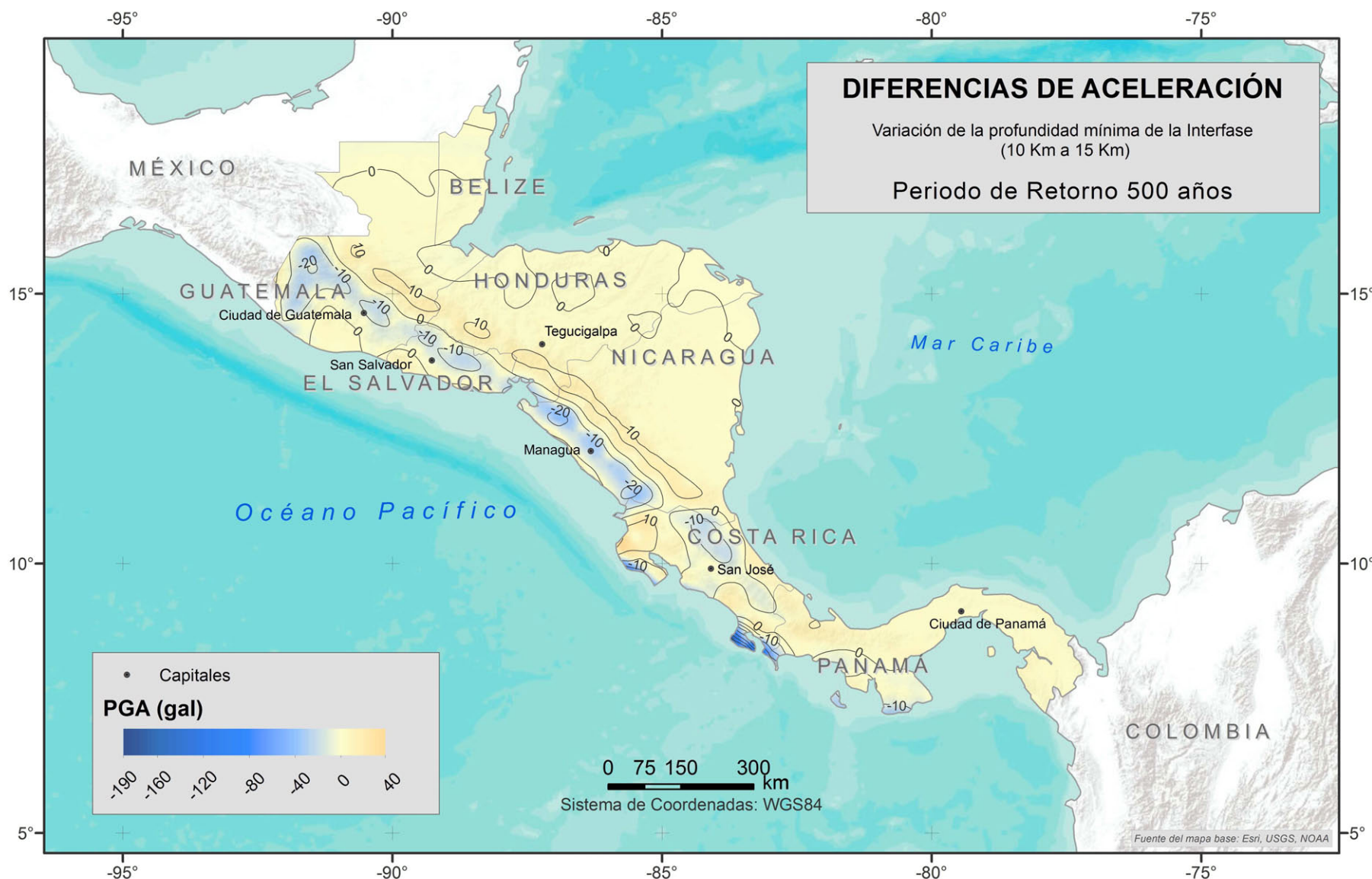


Figura 58. Impacto que genera en los resultados de peligrosidad la variación de 10 a 15 km en la profundidad mínima de la zonificación interfase, en términos de PGA (gal) para PR=500 años.

8.2. VARIACIÓN DEL LÍMITE SUPERIOR DE LA PROFUNDIDAD DE LAS ZONAS INTRAPLACA

El presente análisis de sensibilidad ha sido realizado con el fin de estudiar el impacto en los valores de amenaza al variar las profundidades mínimas de las zonas interfase e intraplaca. Para ello, se ha establecido en 45 km la profundidad que limita las zonas interfase e intraplaca manteniendo en 15 km el límite entre las zonas corticales y las zonas interfase, conservando así el espesor de la subducción interfase.

Por consiguiente, aquella sismicidad comprendida en el intervalo de profundidad 40-45 km (Figura 59) que había sido asignada a la subducción intraplaca (393 eventos) ha sido redistribuida en las zonas interfase correspondientes. Teniendo en cuenta que el número de eventos redistribuidos supone tan solo el 7 % de la sismicidad contenida en intraplaca (5349 eventos).la repercusión en los parámetros sísmicos y en la amenaza calculada a partir de los mismos, no será excesiva.

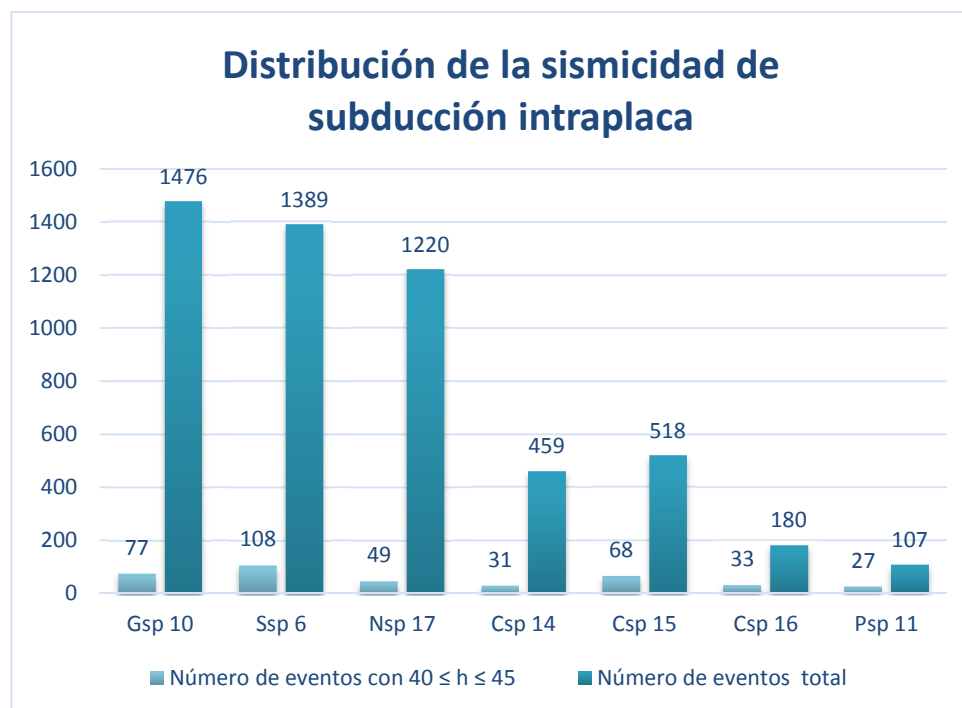


Figura 59. Distribución de la sismicidad localizada entre los 40 y 45 km de profundidad frente al total de sismicidad de subducción profunda registrada en las zonas intraplaca.



Se observa como en aquellas zonas intraplaca sobre las cuales se localizan las zonas interfase cuya profundidad máxima se ha limitado en 40 km, la sismicidad comprendida en el intervalo de profundidad 40-45 km representa aproximadamente el 5 % de la sismicidad total registrada en ellas, excepto en las zonas localizadas en Costa Rica, donde esta sismicidad oscila en torno al 10% de la sismicidad profunda, alcanzando el 18% en la zona Csp 16.

Una vez calculados los parámetros sísmicos que caracterizan las zonas modificadas se comprueba cómo en general tanto las tasas correspondientes a las zonas interfase como intraplaca disminuyen ligeramente respecto al cálculo inicial (se ha reducido la sismicidad pasando de 7138 a 6163 en la interfase y de 5349 a 4956 en la intraplaca).

Por otro lado, se ha analizado cómo afectan para una misma magnitud y profundidad (M_w 6 y profundidad 50 km) los modelos de atenuación empleados en el cálculo en función del régimen tectónico. De este modo, a partir de las curvas de atenuación de los modelos de movimiento fuerte empleados en la subducción se puede comprobar cómo la aceleración se atenúa más en interfase que en intraplaca. Por lo tanto, se puede prever que la amenaza disminuirá como consecuencia de la reducción de la sismicidad asignada a la subducción profunda al ampliar la profundidad máxima en la subducción intermedia.

De la misma forma que en el análisis anterior, una vez recalculados los parámetros sísmicos de cada zona y analizados los modelos de atenuación se ha calculado la peligrosidad y se han generado los mapas de amenaza en los cuales se puede observar las variaciones de aceleración respecto al estudio inicial.

En las Figura 60 y 61, se presenta el mapa de peligrosidad para PGA para el periodo de retorno de 500 años que representa este análisis de sensibilidad y el mapa de diferencias de aceleración respecto al mapa de peligrosidad resultante del presente estudio para PGA y dicho periodo de retorno.



Analizando dichos mapas se puede comprobar como la aceleración disminuye progresivamente desde el interior de la región donde no hay diferencias, hasta llegar a reducirse 60-80 gales en las zonas de Guatemala, El Salvador, Nicaragua y Costa Rica, donde de forma paralela a la costa se manifiesta la influencia de la zona de subducción. De manera semejante al análisis anterior, en la península de Nicoya la peligrosidad disminuye hasta en 250 gales. Lo cual indica que los resultados del estudio en el sur de Costa Rica son muy sensibles a la variación de la geometría de las zonas correspondientes a cada régimen tectónico ubicadas en ella (C3, Csi13 y Csp16) ya que son áreas más reducidas que el resto de zonas y de menor profundidad debido principalmente a su cercanía a la Fosa Mesoamericana, la cual se hace menos profunda al sumergirse la Cresta del Coco bajo la Placa Caribe.



Figura 60. Mapa de peligrosidad sísmica en América Central en términos de PGA (gal) para PR=500 años (estableciendo la profundidad mínima de la zonificación intraplaca en 45 km).

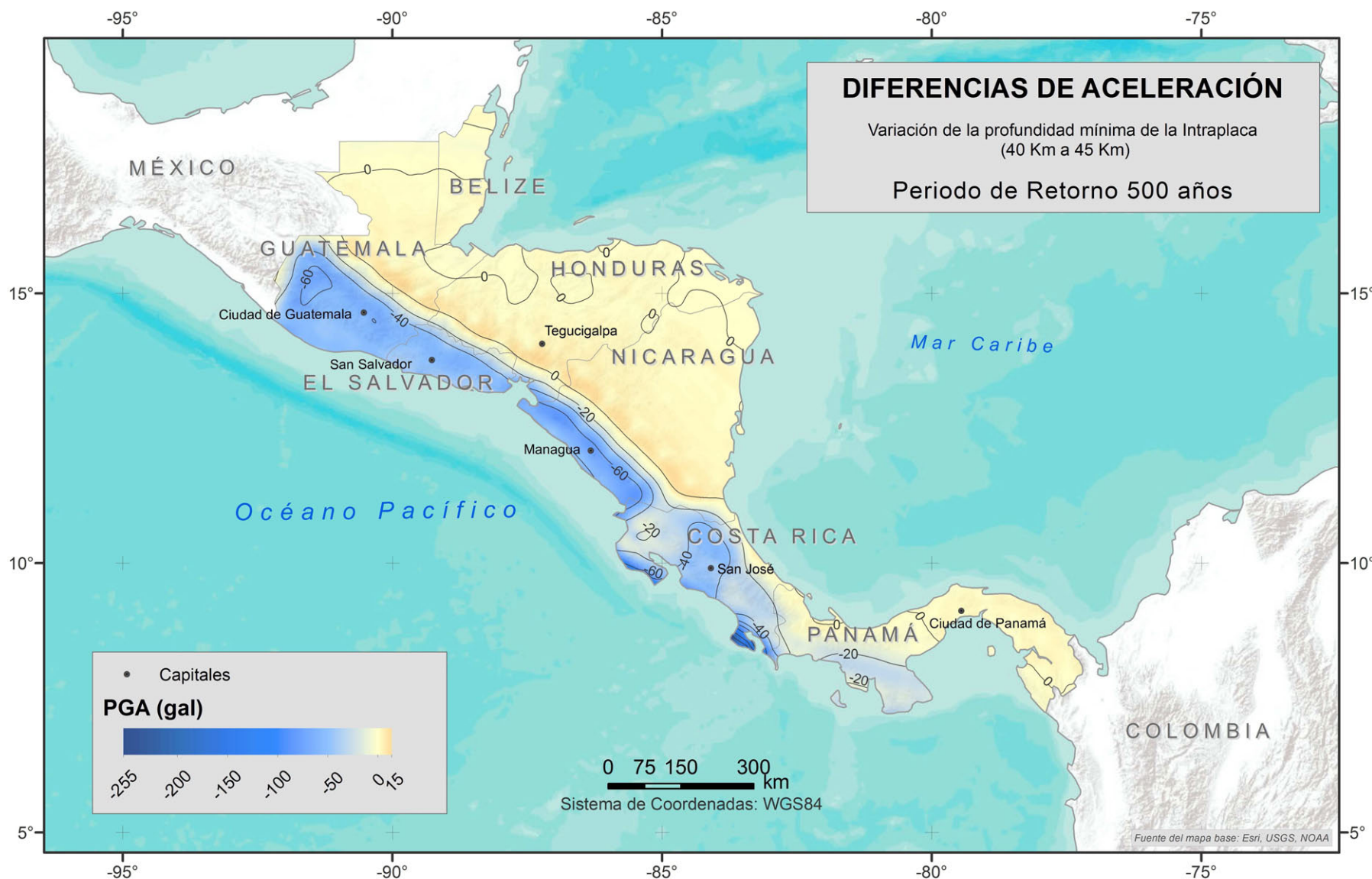


Figura 61. Impacto que genera en los resultados de peligrosidad la variación de 40 a 45 km en la profundidad mínima de la zonificación intraplaca, en términos de PGA (gal) para PR=500 años



9. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha propuesto una zonificación sismogénica actualizada para América Central y se ha realizado un estudio de peligrosidad sísmica en dicha región a partir de la misma, cumpliendo así con los objetivos previamente establecido.

Las zonas que conforman la zonificación propuesta han sido divididas en función del régimen tectónico en cortical, interfase e intraplaca, encajando de esta forma con la tectónica de la zona y la sismicidad registrada. Se ha asignado la sismicidad correspondiente a cada zona, se ha estudiado detenidamente la localización de cada evento y su mecanismo focal en el caso de los terremotos de mayor magnitud para asignar de forma precisa la sismicidad correspondiente a cada zonificación. De este modo, la distribución de la sismicidad distinguiendo entre eventos corticales, de subducción interfase y de subducción intraplaca no ha sido sencilla en todas las zonas. Aquellas regiones en las que dicho trabajo ha sido más complejo se corresponden con la franja comprendida entre la fosa y el Arco Volcánico y el norte de Panamá debido principalmente a sus particularidades tectónicas.

Posteriormente se ha analizado y modelizado el patrón sísmico de cada zona, obteniendo en todos los casos buenos ajustes a la ley de recurrencia de Gutenberg-Richter. En cuanto a los parámetros sísmicos calculados se puede observar cómo los valores de las tasas que caracterizan las zonas corticales actuales han disminuido mientras que aquellas tasas relativas a las zonas de subducción han aumentado, compensándose dichas variaciones. Las zonas con mayor incremento en el valor de la tasa sísmica se localizan en la zona de subducción que como consecuencia de los cambios en su profundidad contienen un número de eventos significativamente más elevado que en el estudio publicado por Benito *et al.*, (2010).

Se ha realizado el cálculo de peligrosidad en la región de estudio presentando los resultados en mapas de peligrosidad para diferentes periodos de



retorno, en términos de aceleración pico (PGA), así como de otras ordenadas espectrales SA (T). Asimismo, se han generado los mapas de diferencias de aceleración respecto a los resultados recogidos en el libro publicado por Benito *et al.*, (2010).

Después de analizar detenidamente los mapas de amenaza resultante se han detectado aquellas zonas sísmicas que más contribuyen al aumento de la peligrosidad. Estas zonas se localizan a lo largo de la zona de subducción y su tasa sísmica asociada es significativamente más elevada que en el resto de zonas. Se debe tener en cuenta, que se han modificado los límites de las zonas sismogénicas, tanto en planta como en profundidad y se ha incrementado el número de eventos asociados a las zonas de subducción, reduciéndose así el número de eventos asociados a las zonas corticales dando así más sismicidad a la subducción y reduciéndose en superficie. Por este motivo y considerando que los modelos de atenuación empleados en el estudio atenúan más la aceleración en superficie, es coherente que se haya incrementado la aceleración en aquellas áreas localizadas sobre las zonas de subducción como la costa del Pacífico o el Arco Volcánico.

Las zonas que experimentan mayor incremento de aceleración coinciden con aquellas donde se dan los valores máximos de amenaza tanto en el presente estudio como en el empleado como referencia (Benito *et al.*, (2010)): el Arco Volcánico, Guatemala en la zona de la falla de Motagua, y las penínsulas de Osa y Nicoya en Costa Rica. Aunque en algunos casos las diferencias de aceleración obtenidas parezcan alarmantes, éstas han sido calculadas en roca y al tomar valores elevados no aumentan en suelo ya que para aceleraciones superiores a 400 gales no hay amplificación. Sin embargo, se puede observar como la amenaza ha disminuido para todos los periodos de retorno en áreas como el este de Panamá y noreste de Guatemala donde además de variar la profundidad de las zonas, se han incluido nuevas fuentes sismogénicas, repartiendo por tanto la sismicidad comprendida en dichas zonas.



A partir de los análisis de sensibilidad de los parámetros de la fuente en los resultados finales se ha comprobado como al aumentar la profundidad de las zonas, y por tanto la distancia a la fuente, la peligrosidad disminuye. En este caso y con el fin de ser coherentes con la tectónica de la región, las modificaciones de profundidad realizadas no superan los 5 km por lo que en general no generan grandes variaciones en los resultados de peligrosidad obtenidos para la región de América Central.

Finalmente, con el fin de aumentar la precisión de los mapas de peligrosidad se propone como línea futura la realización del cálculo de la amenaza sísmica en esta región introduciendo las fallas modelizadas como fuentes sismogénicas independientes aplicando un método híbrido. Además, se propone trabajar con nuevos modelos de atenuación, por ejemplo, los modelos de la nueva generación (NGA, del inglés Next Generation of Attenuation Relation Project) los cuales requieren del conocimiento de numerosas variables.





10. EVALUACIÓN ECONÓMICA

A continuación se expone la evaluación económica estimada que se debe considerar para la consecución de este estudio. Se ha calculado el precio por el que un empresario podría presentar una oferta en base al coste total que supondría el trabajo realizado en este Trabajo Fin de Grado más un tanto por ciento de beneficio para la empresa.

El coste total se compone de los costes directos más los costes indirectos:

$$CT = CD + CI$$

- Los Costes Directos son aquellos derivados de los recursos utilizados en cada fase. El coste directo de una determinada tarea es directamente proporcional a la cantidad de recursos empleados en la misma y estos son inversamente proporcionales a su duración.
- Los Costes Indirectos son los derivados del mantenimiento y funcionamiento de la empresa (facturas de luz, agua etc.).

El beneficio empresarial se fijará en función de la situación económica-financiera de la empresa. Este beneficio empresarial normalmente se estipula en un 15% del coste total del proyecto a realizar, pero pueden darse situaciones en las cuales se modifique, por ejemplo para concursar en proyectos de las Administraciones Públicas o descuentos por pronto pago.

Justificación de costes

- **COSTES DIRECTOS**

Se han establecido los gastos directos del hipotético empresario que directamente o por subcontratación efectuará el trabajo requerido, en base al calendario laboral para seis meses de proyecto con 110 días laborables, estableciendo un plazo de amortización para los equipos adquiridos por el empresario y según los precios medios de mercado obtenidos a través de consultas por internet.

- **Costes de personal:** se computa una persona graduada en Ingeniería Geomática y Topografía que interviene en el estudio a razón de 150€ por día, coste asignado en base a un análisis de diversas ofertas de empleo del sector privado actual. En la Tabla 13 se recoge el coste de personal por día y por duración completa del proyecto.

Tabla 13. Costes de personal

Recursos humanos	€/día
Ingeniero en Geomática y Topografía	150
Coste(€)/110 días	16500

En la Tabla 14 se desglosa el coste de personal en cada tarea en función del tiempo de dedicación.

Tabla 14. Distribución del coste de personal en las tareas del estudio

TAREAS	DISTRIBUCIÓN TEMPORAL (días)	RECURSOS HUMANOS	COSTE DE PERSONAL (€)
Definición y planificación del estudio	4	Ing. Geo.	600
Recopilación de información	7	Ing. Geo.	1050
Estudio de los datos disponibles	9	Ing. Geo.	1350
Implementación del SIG	10	Ing. Geo.	1500
Diseño y caracterización de la nueva zonificación	24	Ing. Geo.	3600
Evaluación de la Amenaza	18	Ing. Geo.	2700
Presentación de resultados	10	Ing. Geo.	1500
Análisis de sensibilidad de resultados	16	Ing. Geo.	2400
Elaboración y edición de informes	12	Ing. Geo.	1800
TOTAL	110		16500

En la Figura 62 se muestra la distribución de costes de personal según las fases del estudio.

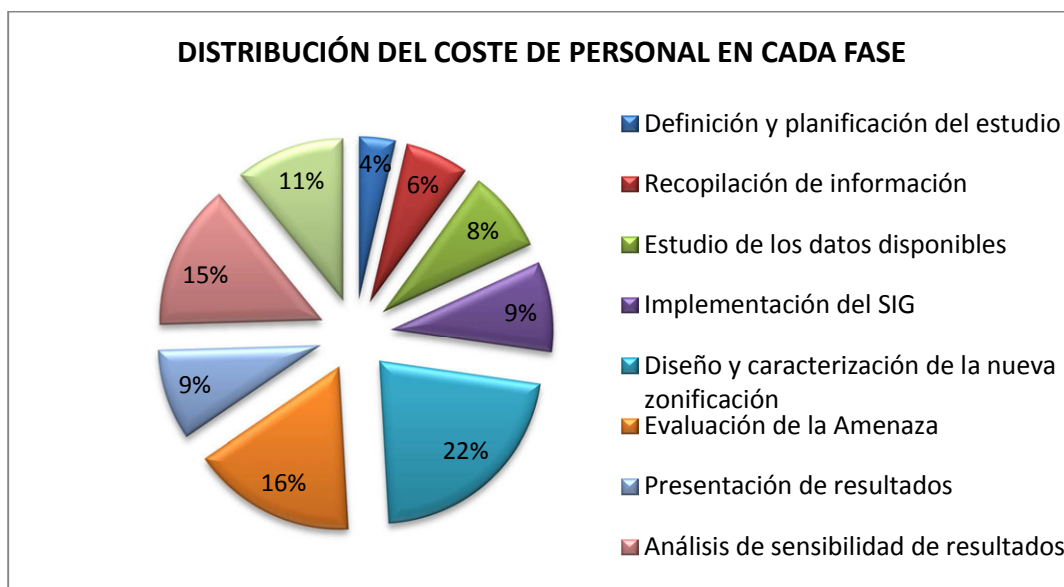


Figura 62. Distribución de costes de personal en cada fase del estudio

- **Costes de material:** se cuenta tanto con material fungible como inventariable.
 - **Material inventariable:** los costes correspondientes a la adquisición de hardware y software necesario para la ejecución del proyecto, estableciendo un determinado periodo de amortización para cada uno de ellos que se detalla en la Tabla 15.

Tabla 15. Costes de material inventariable

MATERIAL INVENTARIABLE	Coste (€)	Amortización	€/día
Memoria Externa	150	3	0.2
Equipo informático	1200	5	1.1
Software: Arcgis Desktop 10.1	10000	1	45.5
Software: Microsoft Office 2013	270	1	1.2
Software: Windows 7 Enterprise	230	1	1.0
Coste(€)/día			49
Coste(€)/110 días			5395

- **Material fungible:** costes propios del material de oficina recogidos en la Tabla 16.

Tabla 16. Costes de material fungible

Material fungible	Coste (€)
Útiles de oficina	500

- **COSTES INDIRECTOS**

Estos gastos se establecen en función del presupuesto anual de la hipotética empresa que asciende a 10255 € al año, es decir, un gasto indirecto por día de 46,61 €/día, lo cual supone un gasto de 5127,5 € en seis meses, tiempo para el cual está proyectado este trabajo. En la Tabla 17 se desglosan los gastos indirectos.

Tabla 17. Desglose de costes indirectos

Empresa	€/mes	€/año
Alquiler de oficina	400	
Redes de servicios		
Luz	30	
Agua	10	
Teléfono/internet	50	
Climatización	50	
Mantenimiento y limpieza	100	
Total	640	7680
Publicidad		1500
Seguro de responsabilidad civil		525
Asesoría jurídica		550
	Total (€/año)	10255
	Coste(€/día)	46.61
	Coste(€/110 días)	5127.5

- **COSTE TOTAL**

Considerando los gastos desglosados en los apartados anteriores, se estipula que el coste total por ejecución del presente trabajo asciende a TREINTA Y OCHO MIL DOSCIENTOS NOVENTA Y SIETE EUROS CON SESENTA CÉNTIMOS DE EURO (**38297.6€**)

En la Tabla 18 se recogen los costes finales del estudio y en la Figura 63 se muestra un diagrama con la distribución de estos costes.

Tabla 18. Costes finales del estudio

	COSTE (€)
COSTES DIRECTOS	22395
Recursos humanos	16500
Recursos materiales	5895
Material Inventariable	5395
Material fungible	500
COSTES INDIRECTOS	5127.5
COSTE TOTAL	27522.5
BENEFICIO EMPRESARIAL 15%	4128.4
TOTAL	31650
IVA 21%	6646.7
PRESUPUESTO TOTAL DEL ESTUDIO	38297.6

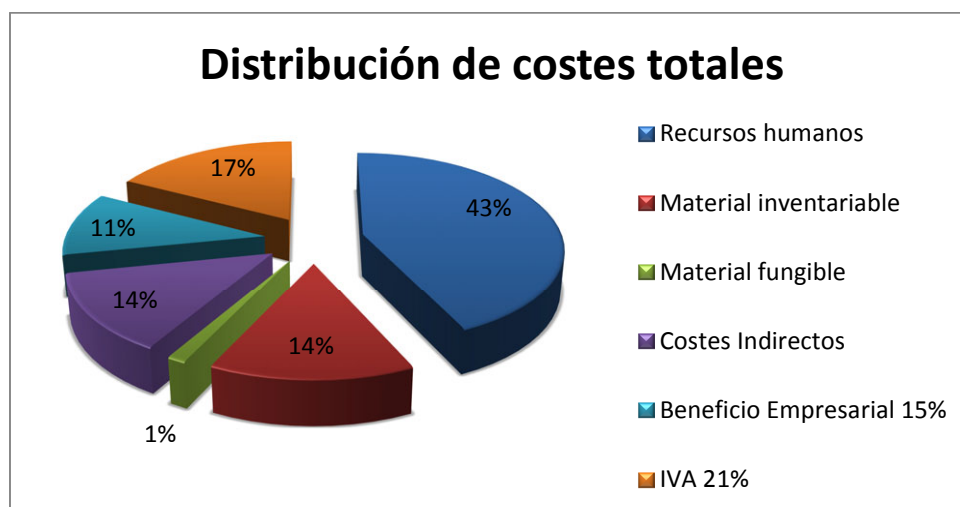


Figura 63. Distribución de costes totales





ANEXOS

1. DESCRIPCIÓN DE LAS ZONAS

A continuación se describe cada zona sismogenética perteneciente a la zonificación cortical propuesta para América Central.

- **G1; Guatemala Pacífico:** abarca la parte superficial de la subducción en el límite Coco-Caribe entre la Fosa Mesoamericana y la línea de costa.
- **G2-S2; Guatemala-El Salvador Antearco:** comprende la franja costera entre la cadena volcánica y la línea de costa de Guatemala y El Salvador.
- **G3; Guatemala Arco Volcánico Oeste:** franja de aproximadamente 40km de ancho desde el Volcán Tacaná, en la frontera con México, hasta el Volcán Atitlán, en el centro del arco.
- **G4; Guatemala Arco Volcánico Este:** abarca las fallas en la franja del Arco Volcánico.
- **G5-S5-H1; Depresión de Honduras:** comprende el conjunto de horst y grabenes orientados de Norte a Sur, de las montañas mayas de Belize hasta el Golfo de Fonseca.
- **G6; Guatemala Polochic Motagua:** es una zona de fallas paralelas de rumbo corrimiento lateral izquierdo: Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotán-Chamalecón
- **G7; Guatemala Swan Noreste:** abarca la Falla de Swan correspondiendo con el límite entre Norte América y Centro América (NA-CA) hacia el Este.
- **G8; Guatemala Norte (Peten y Belize):** esta zona de sismicidad baja y muy dispersa comprende el norte de Guatemala y Belize.
- **G9; Guatemala Norte:** Zona de baja sismicidad al norte de la Falla Chixoy- Polochic
- **H2; Honduras Altiplano Central:** es una zona de baja sismicidad sin fallamiento transcurrente activo que abarca el altiplano de América Central.



- **H3-N11; Sistema de Fallas del Guayape:** representa una zona de fallas que se extienden 290km desde el límite entre Nicaragua y Honduras hasta el Caribe
- **H4; Costa Norte de Honduras:** abarca la zona de baja sismicidad entre la falla de Swan y la costa norte de Honduras
- **S1; El Salvador, Pacífico Central:** comprende la parte superficial de la zona de subducción entre el límite de las Placas Coco y Caribe (CO-CA).
- **S3; El Salvador Arco Volcánico Central:** dentro de esta zona se encuentra el Graben Central en el cual se localiza el vulcanismo asociado a la subducción de la Placa del Coco bajo la Placa del Caribe.
- **S4-N5; El Salvador, Nicaragua, Arco Volcánico (Golfo de Fonseca):** Comprende el oeste de Nicaragua y el Golfo de Fonseca, dentro del cual se localizan islas que si consideran de origen volcánico así como un sistemas de fallas en dirección NNW-SSE.
- **N1; Nicaragua, Océano Pacífico Norte:** comprende la zona oriental de Nicaragua y está caracterizada por una actividad sísmica muy pronunciada.
- **N2-C1; Nicaragua, Océano Pacífico Sur:** está localizada frente a la costa Pacífica Sureste de Nicaragua y la plataforma marina del Golfo de Papagayo.
- **N3; Nicaragua Antearco Oeste:** abarca en superficie la extensión entre el Arco Volcánico y la Trinchera, estando situada sobre la subducción tiene muy poca actividad superficial.
- **N4; Nicaragua Antearco Este:** es similar a la zona N3 pero con mayor actividad sísmica, debido a un mayor acoplamiento entre las placas.
- **N6-N7; Nicaragua, Arco Volcánico Oeste Central:** esta zona se caracteriza por su actividad tectónico-volcánica.
- **N8; Nicaragua, Arco Volcánico Sureste:** su sismicidad parece estar asociada a cadenas volcánicas con actividad remanente.



- **N9-N10; Depresión de Nicaragua:** abarca una depresión de 50km de ancho que se extiende 600 km a lo largo del frente del Arco Volcánico a través de El Salvador, Nicaragua y norte de Costa Rica.
- **N12; Nicaragua Caribe Sur:** es una amplia zona localizada en la región central del país y caracterizada por sismos de magnitud relativamente bajos, el máximo sismo registrado en esta zona es de M_w 5,9.
- **N13-14; Nicaragua Caribe Norte:** está situada en el este de América Central y comprende la amplia y gruesa planicie aluvial con más de 150 km de ancho, una de las zonas más húmedas del mundo.
- **C2; Costa Rica Antearco Noroeste:** se extiende al este de la Península de Santa Elena, Península de Nicoya y la cuenca del río Tempisque. En el este de la Península de Santa Elena, la neotectónica ha sido poco estudiada, aunque Bergoeing (1998) propone la existencia de algunas fallas recientes. En el noroeste de la Península de Nicoya se encuentran posibles fallas neotectónicas como la Falla Limones Cañas. (Montero *et al*, 1998).
- **C3; Costa Rica Antearco Pacífico Central:** se alarga desde el basamento marino de la entrada al Golfo de Nicoya hasta Quepos y Osa. Varias de las fallas localizadas en esta zona están activas. **C4-P1; Zona de Fractura de Panamá y Península Burica:** comprende la Zona de la Fractura de Panamá y las fallas asociadas de la Península de Burica y registra una gran actividad sísmica. El evento máximo probable en esta fuente sísmica es de M_w 7,5.
- **C5; Costa Rica, Arco Volcánico de Guanacaste:** comprende la cordillera volcánica de Guanacaste y la zona de Tilarán donde se encuentra la Falla Chiripa y la Falla Cote-Arenal, las cuales definen el graben de Arenal.
- **C6; Costa Rica, Cordillera Volcánica Central:** esta zona recoge una serie de fallas distribuidas a lo largo del eje volcánico central de Costa Rica y en diversos sectores del Valle Central, limitado al sur con las



estribaciones de la coedillera de Talamanca. Es posible asociar estas fallas con algunos terremotos destructivos ocurridos en esta zona sísmica.

- **C7; Costa Rica, Talamanca:** desde la cordillera de Talamanca en el sureste del país hasta el flanco oeste del Volcán Barú (al oeste de Panamá) y se caracteriza por una sismicidad esporádica que no se ha relacionado con fallas específicas. En el límite sur de esta zona, se extiende de noroeste a sureste por más de 100km la falla longitudinal, que se encuentra activa en el sector sur.
- **P8; Cinturón Deformado del Norte de Panamá, Este:** se extiende desde el Golfo de Urabá a lo largo del segmento oriental del Cinturón Deformado del Norte de Panamá.
- **P9; Cinturón Deformado del Norte de Panamá, Central.**
- **P10-C8; Cinturón Deformado del Norte de Panamá, Oeste:** se extiende a lo largo de la región Caribe del noreste de Costa Rica y Bocas del Toro (Panamá) incluye el sistema de fallas inversas del sector oeste del CDNP donde se han registrado varios sismos grandes en 1822 (M_w 7,6), 1916 (M_w 7) y en 1991 (M_w 7,7) (Camacho y Vázquez, 1994).
- **C9; Costa Rica, Trasarco Norte:** comprende las llanuras del norte de Costa Rica, además del sur de la Depresión de Nicaragua.
- **C10; Costa Rica, Caribe Central Parismina:** se localiza en la región Caribe de Costa Rica. Se caracteriza por temblores con profundidades hasta 35 km que ocurren bajo la zona de costa.
- **P2; Panamá Sur:** comprende la parte sur de la Microplaca de Panamá y se extiende desde la isla de Coiba, al Oeste, pasando por las Penínsulas de Sona y Azuero, hasta la entrada del Golfo de Panamá, al Este. En esta zona hay fallas inversas buzantes dirección N y fallas transcurrentes paralelas con movimiento sinistral de rumbo WNW.
- **P3; Antearco de la Trincher de Colombia Norte:** la zona de subducción del Pacífico colombiano corresponde al límite activo entre las placas de Nazca y Suramérica, cuyo borde superficial recorre el fondo marino más o menos paralelo a la costa. En la plataforma del fondo



marino de la placa suramericana (placa cabalgante), se da un fallamiento predominantemente normal.

- **P5; Panamá Oeste:** esta zona comprende desde el este de la Zona de Talamanca hasta pocos kilómetros del Canal de Panamá. En ella se encuentran volcanes tales como el Barú y La Yeguada, asociados a la subducción de la Placa de Nazca. En esta zona se localiza la Falla de Chiriquí, la cual es considerada como una extensión de la Falla Longitudinal de Costa Rica (Okaya y Ben Avraham, 1987; Corrigan *et al*, 1990)
- **P6; Panamá Central:** la sismicidad en esta zona es muy baja y se localizan fallas transcurrentes, siendo las más importantes la Falla de Pedro Miguel y la de Garún.
- **P7; Panamá Este:** esta zona se ubica en la región del Istmo de Panamá y se extiende hasta la zona fronteriza con Colombia. Posee una sismicidad muy difusa e incluye fallas normales como las de Chucunaque y el Atrato (Toussaint *et al*, 1987), fallas inversas y otras fallas de rumbo que se extienden tanto en tierra como mar afuera, en la región sureste del Golfo de Panamá.

A continuación se describe cada zona sismogénica perteneciente a la zonificación de subducción interfase propuesta para América Central.

- **Gsi9; Guatemala, Interplaca:** corresponde a la subducción entre 10 y 40km de profundidad con, en esta parte la mayoría de los eventos tienen mecanismos focales de falla inversa.
- **Ssi5; El salvador, Interplaca:** hay evidencias que sugieren que el acoplamiento a través de la zona de interfase entre las placas del Coco y Caribe bajo la costa de El Salvador es suficiente como para producir sismos de magnitud del orden de M_w 8 (Dewey *et al*, 2004)
- **Nsi15; Nicaragua Interplaca Noroeste:** el buzamiento de la zona de subducción frente a Nicaragua es irregular con cambios significativos a



100km de profundidad. Sin embargo, la mayor cantidad de liberación de esfuerzos está asociada al rango de profundidad que no supera los 40 km.

- **Nsi16; Nicaragua Interplaca Sureste:** se ubica entre las zonas sísmicas del Golfo de Fonseca (Nicaragua) y la de Nicoya (Costa Rica). Entre los terremotos históricos de mayor magnitud registrados en esta fuente se encuentra el del 2 de septiembre de 1992, de M_w 7,6 que generó un *tsunami*.
- **Csi11; Costa Rica, Interplaca Nicoya:** la mayor parte de la Península de Nicoya subduce hacia el NE con un ángulo de 35° hasta los 50 km de profundidad y está regida por un patrón de esfuerzos generalmente compresivos que originan rupturas inversas. En esta fuente ocurrió el sismo de mayor tamaño del margen convergente de Costa Rica durante el siglo XX (M_s 7,7). El área de ruptura de este terremoto define el límite con los segmentos adyacentes.
- **Csi12; Costa Rica, Interplaca de Quepos:** corresponde con la zona donde la Placa del Coco subduce diversas montañas submarinas y el plateau de Quepos, los cuales definen asperezas localizadas en la zona de Benioff donde el ángulo de subducción es de 28° hasta los 45 km de profundidad. En esta zona, los grandes sismos tienen recurrencias variables, cada 30 a 60 años y dada la presencia de asperezas, la zona tendría menor potencial de generar grandes sismos que la zona sísmica de Nicoya.
- **Csi13; Costa Rica, Interplaca de Osa:** zona donde se subduce el levantamiento del Coco siendo el ángulo de subducción de alrededor de 23° hasta los 45 km de profundidad (Arroyo, 2001).
- **Psi9, Panamá, Interplaca de Panamá Sur:** corresponde con la zona bajo el Golfo Chiriquí y sur de Panamá, donde la Placa de Nazca subduce oblicuamente bajo la Microplaca de Panamá con un ángulo cercano a los 20° al Norte hasta los 50 km de profundidad (Moore *et al*, 1985). En esta zona se localizan sismos de fallamiento inverso y de desplazamiento de



rumbo destal asociados a la subducción de la Zona de la Fractura de Panamá.

- **Psi10; Panamá, Interplaca San Blas, Darién, Chocó:** zona este de Panamá y noroeste de Colombia donde los sismos tienen profundidades de 20 a 100 km y están asociados a la convergencia entre la Microplaca de Panamá y la Placa del Caribe y entre la Microplaca de Panamá y el Bloque Norandino.
- **Psi11; Panamá sureste:** en esta zona se localizan sismos con fallamiento inverso asociados a la convergencia entre la Microplaca de Panamá con la Placa de Nazca.

A continuación se describe cada zona sismogénica perteneciente a la zonificación de subducción intraplaca propuesta para América Central.

- **Gsp10; Guatemala, Intraplaca:** esta es la parte de la subducción con profundidad mayor a 40km. La mayoría de los eventos de esta zona se caracterizan por mecanismos focales de falla normal.
- **Ssp6; El Salvador, Intraplaca:** corresponde a la zona de Wadati-Benioff para el área de El Salvador. Dentro de esta zona tuvo lugar el sismo de mecanismo normal del 13 de enero de 2001 de M_w 7,7. La mayor amenaza sísmica se asocia a sismos con profundidades menores a 100 km cerca de la costa, sin embargo, algunos sismos más profundos pueden causar daños.
- **Nsp17; Nicaragua, Intraplaca:** es una de las zonas más activas en Nicaragua y se encuentra influenciada por la actividad volcánica de la cordillera de los Maribios. Los sismos registrados en esta zona se encuentran asociados a mecanismos de fallamiento inverso.
- **Csp14; Costa Rica, Intraplaca Noroeste:** se localiza bajo el noroeste de Costa Rica, incluyendo la región bajo la cordillera volcánica del Guanacaste. Al sureste se encuentra separada de la zona de intraplaca central por la contorsión brusca de Quesada, la cual marca un cambio en la profundidad de los sismos (Protti *et al*, 1995).



- **Csp15; Costa Rica, Intraplaca Central:** se ubica bajo la cordillera volcánica central, en el Valle Central, y continúa hacia el Sureste. El límite sureste se relaciona con la subducción de una falla transformada fósil de rumbo NS que separa dos provincias corticales de la Placa del Coco de diferente edad (Protti *et al*, 1995).
- **Csp16; Costa Rica, Intraplaca Sureste:** en esta zona se encuentra la subducción del levantamiento del Coco, el cual contribuye a una flotación mayor del bloque litosférico al sureste de los $83^{\circ} 55'W$ de longitud, dada su corteza de mayor espesor y con rocas menos densas (Arroyo, 2001).
- **Psp 11; Panamá, Intraplaca Sur:** se localiza al oeste de Panamá donde sucede la subducción de la Placa de Nazca dentro del manto astenosférico, sin embargo, debido a la escasez de datos no es posible determinar el ángulo de subducción.



2. MAPAS DE PELIGROSIDAD RESULTANTES DE LAS DIFERENTES RAMAS DEL ÁRBOL LÓGICO

A continuación, se presentan los mapas de peligrosidad por ramas en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno 500 años, resultantes del análisis de sensibilidad de los modelos de atenuación en los resultados de amenaza (Figuras 64, 65, 66 y 67).



Figura 64. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama CYZ.

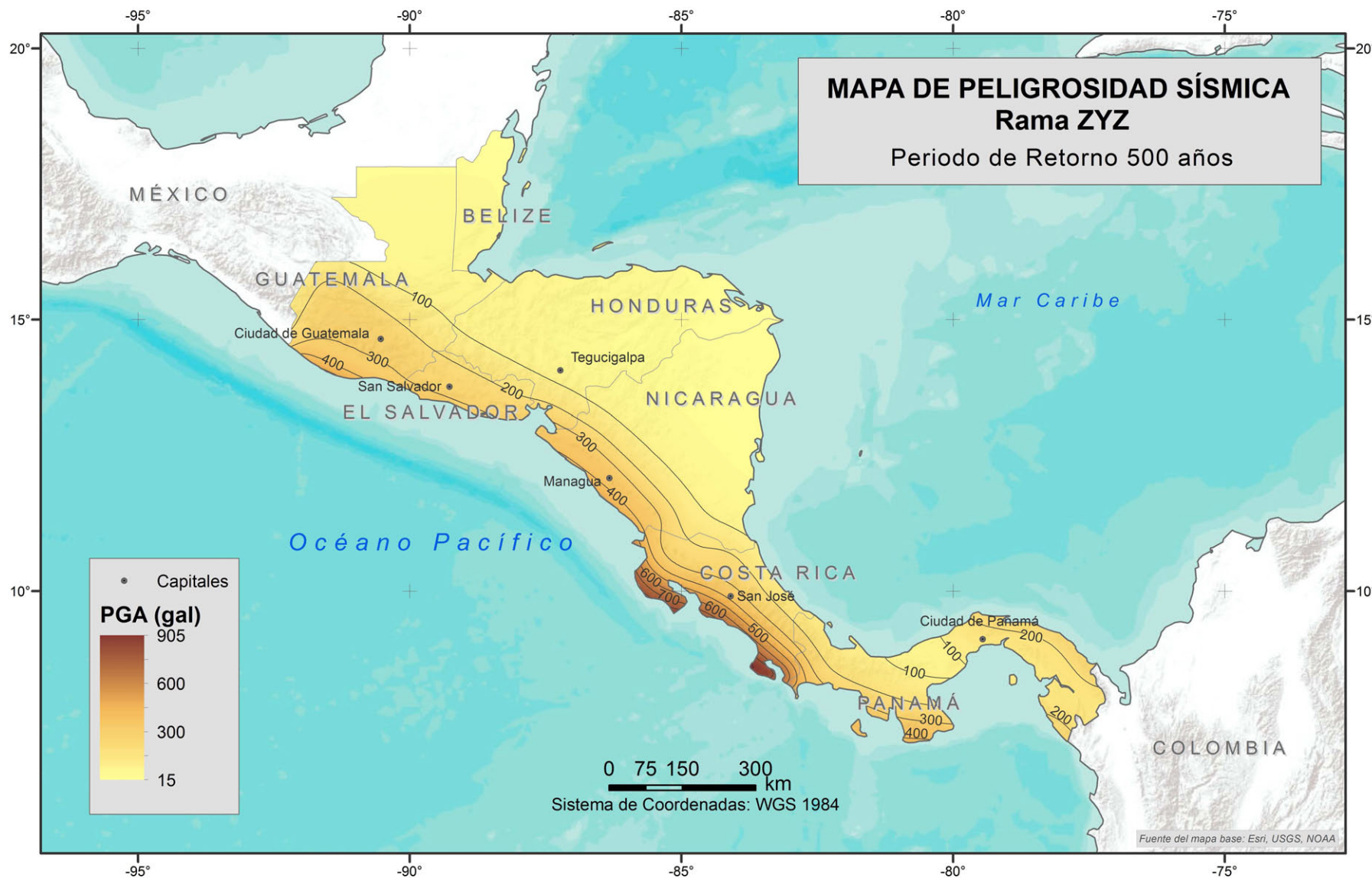


Figura 65. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama ZYZ.

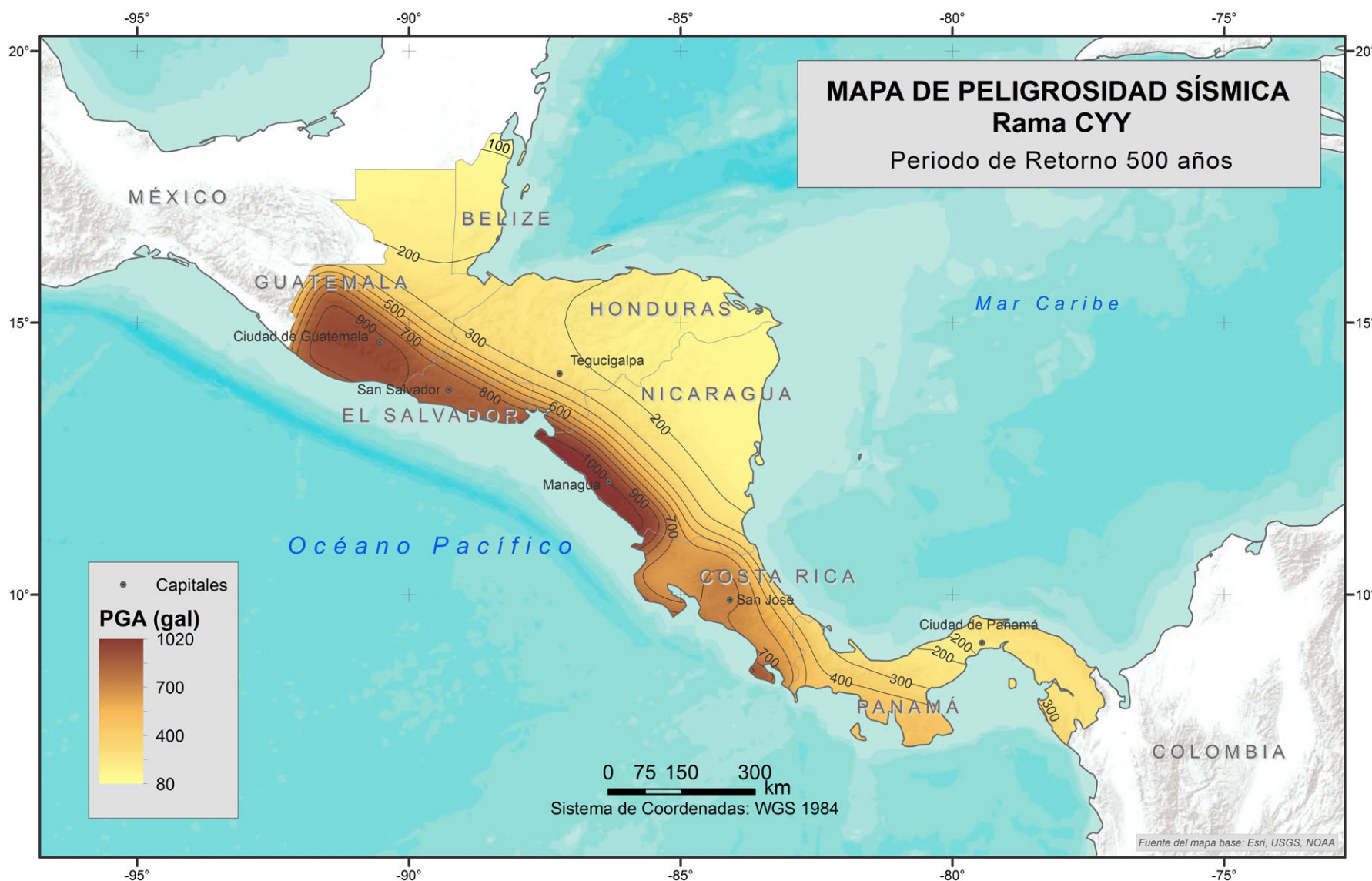


Figura 66. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama CYT.

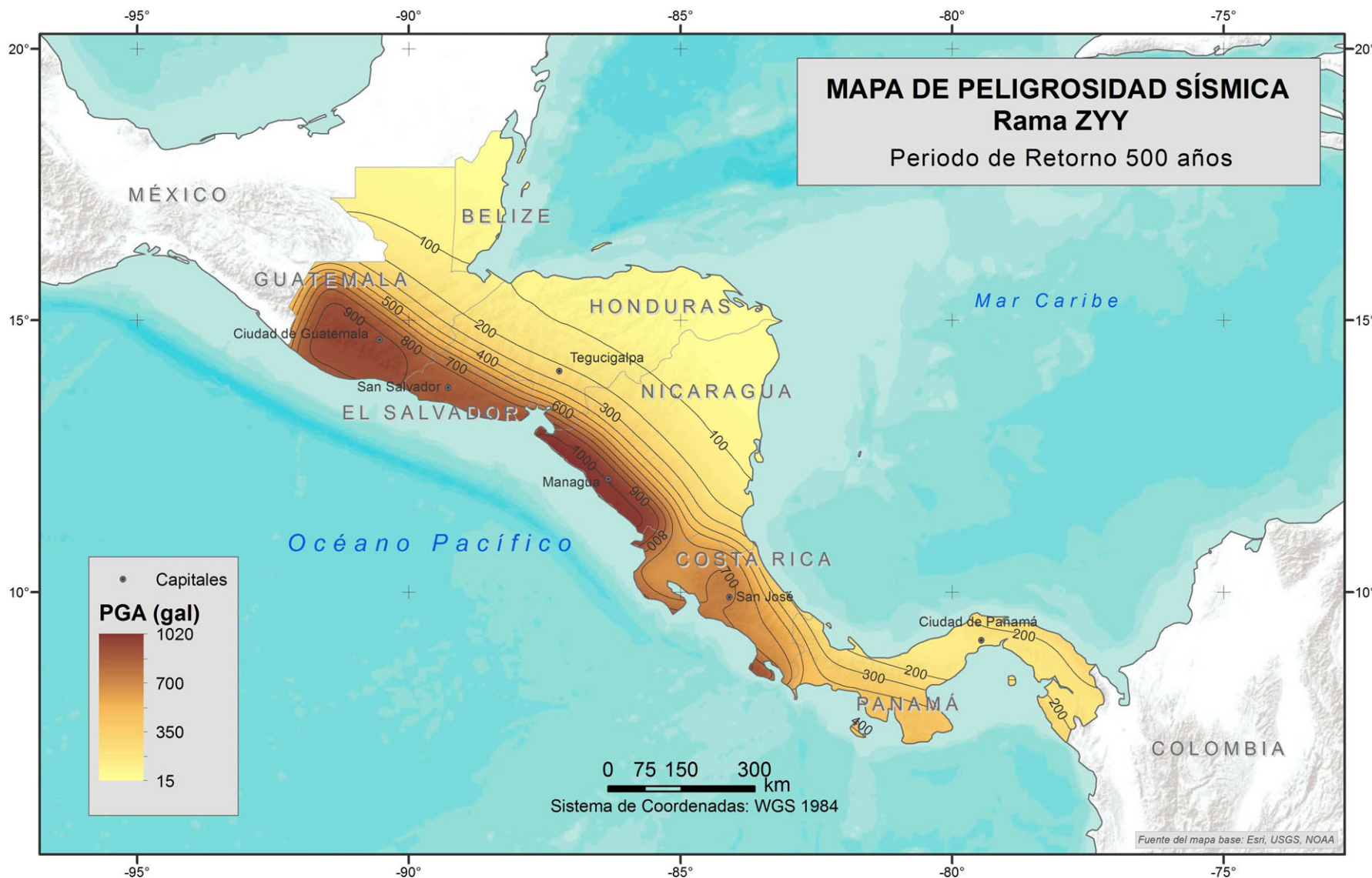


Figura 67. Mapa de peligrosidad sísmica de América Central en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años con la rama ZYY.



3. PARÁMETROS CALCULADOS MEDIANTE EL MÉTODO MÁXIMA VEROSIMILITUD

Tabla 19. Parámetros sísmicos de las zonas corticales ajustados por Máxima Verosimilitud.

	Código	Prof. Zona (km)	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	b	N(M _{min})
Guatemala	G1	10	7,5	7,2	7,7	7,58	1,113	1,34
	G2_S2	10	6,7	6,4	6,9	5,24	0,819	0,246
	G3	20	6,8	6,6	7,1	5,05	0,785	0,124
	G4	20	6,8	6,5	7	5,863	0,825	0,533
	G5_S5_H1	35	7,5	7,2	7,7	7,484	1,074	1,605
	G6	35	7,8	7,5	8	7,92	1,109	1,733
	G7	35	7,7	7,4	7,9	5,403	0,637	1,229
	G8	35	7	6,7	7,2	6,371	0,917	0,662
	G9	35	7	6,8	7,3	6,36	0,896	0,803
Honduras	G5_S5_H1	35	7,5	7,2	7,7	7,484	1,074	1,605
	H2	35	6,7	6,4	6,9	6,686	1,04	0,693
	H4	35	6,3	6	6,5	3,866	0,468	0,395
	H3_N11	35	6,2	5,9	6,4	5,665	0,885	0,609
El Salvador	S1	10	5,8	5,6	6,1	6,668	1,021	1,5
	G2_S2	10	6,7	6,4	6,9	5,24	0,819	0,246
	S3	20	6,8	6,6	7,1	6,204	0,839	1,01
	S4_N5	20	7	6,8	7,3	5,56	0,768	0,477
	G5_S5_H1	35	7,5	7,2	7,7	7,484	1,074	1,605
Nicaragua	N1	10	7,8	7,6	8,1	7,421	0,918	3,989
	N2_C1	10	7,3	7	7,5	6,673	0,803	4,128
	N3	10	6,8	6,5	7	3,701	0,446	0,187
	N4	10	6,5	6,2	6,7	3,508	0,419	0,288
	S4_N5	20	7	6,8	7,3	5,56	0,768	0,477
	N6_N7	20	7,5	7,3	7,8	5,621	0,673	1,407
	N8	20	7	6,7	7,2	3,962	0,475	0,252
	N9_N10	20	6,8	6,6	7,1	5,133	0,737	0,247
	H3_N11	35	6,2	5,9	6,4	5,665	0,885	0,609
	N12	35	6,2	5,9	6,4	4,942	0,74	0,518
	N13_N14	35	6,3	6	6,5	4,649	0,617	0,509
	N2_C1	10	7,3	7	7,5	6,673	0,803	4,128
Costa Rica	C2	10	6,5	6,2	6,7	6,459	1,033	0,441

	Código	Prof. Zona (km)	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	b	N(M _{min})
	C3	10	7,3	7	7,5	7,99	1,203	1,356
	C4_P1	35	7,7	7,4	7,9	7,368	0,852	12,227
	C5	10	6,8	6,5	7	6,066	0,892	0,425
	C6	10	6,7	6,4	6,9	5,999	0,898	0,62
	C7	35	7,2	6,9	7,4	9,046	1,414	1,812
	P10_C8	35	8	7,7	8,2	8,201	1,175	1,676
	C9	20	7,5	7,3	7,8	4,249	0,507	0,333
	C10	35	6	5,8	6,3	6,934	1,181	0,526
Panamá	C4_P1	35	7,7	7,4	7,9	7,368	0,852	12,227
	P2	20	7,3	7	7,5	6,706	0,861	2,439
	P3	20	6,8	6,5	7	4,197	0,454	0,535
	P5	20	6,5	6,3	6,8	8,811	1,533	0,559
	P6	20	7,3	7	7,5	4,835	0,781	0,075
	P7	35	7,3	7,1	7,6	6,486	0,895	1,031
	P8	20	8,2	7,9	8,4	6,341	0,869	0,551
	P9	35	5,3	5,1	5,6	3,34	0,497	0,236
	P10_C8	35	8	7,7	8,2	8,201	1,175	1,676

Tabla 20. Parámetros sísmicos de las zonas interfase ajustados por Máxima Verosimilitud

	Código	Prof Zona (km)	Buz.	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(M _{min})
Guatemala	Gsi9	10-40	30° N	7,5	7,2	7,7	7,916	1,083	5,946
El Salvador	Ssi5	10-40	30° NNE	8,3	8,1	8,6	8,413	1,018	13,854
Nicaragua	Nsi15	10-40	45° NE	7	6,7	7,2	6,222	0,697	7,581
	Nsi16	10-40	45° NE	7,5	7,3	7,8	6,222	0,693	6,847
Costa Rica	Csi11	10-40	35° NE	8,1	7,8	8,3	7,936	1,053	3,227
	Csi12	10-40	28° NE	7,5	7,3	7,8	7,716	1,092	3,402
	Csi13	10-40	23° NE	7,5	7,3	7,8	6,756	0,958	1,505
Panamá	Psi9	20-40	20° N	7,7	7,4	7,9	6,945	1,018	1,242
	Psi10	20-100	0°	7,5	7,2	7,7	5,812	0,765	1,264
	Psi11	20-100	0°	6,8	6,6	7,1	5,122	0,65	0,983

Tabla 21. Parámetros sísmicos de las zonas intraplaca ajustados por Máxima Verosimilitud



	Código	Prof Zona (km)	Buz.	Magnitud Máxima			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(Mmin)
Guatemala	Gsp10	40-250	60° N	8,2	7,9	8,4	7,493	0,839	10,614
El Salvador	Ssp6	40-200	60° N	8	7,7	8,2	7,572	0,865	9,792
Nicaragua	Nsp17	15-200	75° NE	7,7	7,4	7,9	6,385	0,674	12,108
Costa Rica	Csp14	40-177	65° NE	7,3	7	7,5	7,324	1,077	1,605
	Csp15	40-155	50° NE	7,5	7,3	7,8	7,207	1,061	1,449
	Csp16	40,2-82	38° N	7,3	7	7,5	5,816	0,828	0,661
Panamá	Psp11	40-100	70° S	7,3	7	7,5	5,941	0,855	0,666

4. TABLAS DE INCREMENTOS DE PARÁMETROS PUBLICADOS EN BENITO ET AL. (2010) Y EL PRESENTE ESTUDIO

Tabla 22. Comparación de los parámetros sísmicos de las zonas corticales calculado en el presente estudio y ajustados mediante MMCC y los publicados por Benito et al., (2010).

	Código	ΔMagnitud Máxima			ΔÍndices sísmicos			
		Δ E(M)	ΔM1	ΔM2	Δa	Δb	ΔN(Mmin)	% N(Mmin) respecto a 2008
Guatemala	G1	0	0	0	2,589	0,132	-2,198	-63
	G2_S2	0,4	0,4	0,4	0,892	-0,114	-1,326	-83
	G3	0,1	0,1	0,1	2,756	0,096	-0,037	-21
	G4	-0,2	-0,3	-0,3	2,591	0,066	-0,192	-30
	G5_S5_H1	0,7	0,7	0,7	3,361	0,157	0,613	63
	G6	0	0	0	3,215	0,111	0,088	7
	G7	-0,1	-0,1	-0,1	3,272	0,119	0,86	92
	G8	0,3	0,2	0,2	3,553	0,253	-0,042	-6
	G9							
Honduras	G5_S5_H1	0,7	0,7	0,7	3,361	0,157	0,613	63
	H2	0,4	0,4	0,4	1,772	-0,075	-0,073	-10
	H3_N11	-0,1	-0,1	-0,1	2,573	0,097	0,233	65
	H4							
El Salvador	S1	-1,7	-1,6	-1,6	1,16	0,046	-8,603	-88
	G2_S2	0,4	0,4	0,4	0,892	-0,114	-1,326	-83
	S3	-0,2	-0,2	-0,2	2,533	0,045	-0,206	-17
	S4_N5	0,4	0,4	0,4	1,853	-0,122	-0,019	-4



	Código	ΔMagnitud Máxima			ΔÍndices sísmicos			
		Δ E(M)	ΔM1	ΔM2	Δa	Δb	ΔN(Mmin)	% N(Mmin) respecto a 2008
	G5_S5_H1	0,7	0,7	0,7	3,361	0,157	0,613	63
Nicaragua	N1	-0,2	0	-0,2	2,637	0,107	-9,513	-69
	N2_C1	-0,1	-0,1	-0,1	1,324	-0,103	-19,708	-79
	N3	0	0	0	1,777	0,004	-1,059	-78
	N4	-0,3	-0,3	-0,3	3,126	0,359	-0,872	-83
	S4_N5	0,4	0,4	0,4	1,863	-0,122	-0,019	-4
	N6_N7	1	1,1	1,1	1,922	-0,114	-0,046	-3
	N8	0,2	0,2	0,2	2,9	0,09	0,052	19
	N9_N10	0	-0,1	0,1	4,245	0,384	0,042	18
	H3_N11	-0,1	-0,1	-0,1	2,553	0,097	0,233	65
	N12	0	0	0	1,228	-0,153	0,041	9
	N13_N14	0,1	0,1	0,1	2,85	0,155	0,017	3
	N2_C1	-0,7	-0,7	-0,8	1,324	-0,093	-19,708	-79
Costa Rica	C2	-0,7	-0,8	-0,8	1,064	-0,084	-1,786	-81
	C3	0	-0,1	0	2,272	0,087	-3,34	-73
	C4_P1	0,2	0	0,3	2,681	0,077	-3,404	-17
	C5	0,2	0	0	2,05	0	-0,577	-58
	C6	-0,4	-0,5	-0,3	2,065	0,037	-0,503	-46
	C7	0,1	0	-0,1	1,828	-0,079	-1,216	-44
	P10_C8							
	C9	1,2	1,2	0,8	1,662	-0,14	0,09	36
	C10	-0,2	-1	-0,3	2,3	0,076	0,054	12
	C4_P1	0,2	0	0,3	2,681	0,077	-3,404	-17
Panamá	P2	0,2	0,2	0	2,068	-0,054	-0,703	-24
	P3	-0,2	0	-0,5	2,39	-0,002	-0,041	-6
	P5	0	0	0,1	1,422	-0,114	-0,38	-43
	P6	0,6	0,5	0,3	0,429	-0,274	-0,011	-14
	P7	-0,1	0	0	3,028	0,142	-0,104	-9
	P8							
	P9							
	P10_C8							



Tabla 23. Comparación de los parámetros sísmicos de las zonas interfase calculados en el presente estudio y ajustados mediante MMCC y los publicados por Benito et al., (2010).

	Código	ΔMagnitud Máxima			ΔÍndices sísmicos					
		ΔE(M)	ΔM1	ΔM2	Δa	Δb	ΔN(Mmin)	% N (Mmin) respecto a 2008	ΔN(Mmin) Informe CR 2008	%N(Mmin) Informe CR
Guatemala	Gsi9	-0,4	-0,5	-0,5	3,587	0,206	3,176	148		
El Salvador	Ssi5	0,4	0,4	0,4	3,629	0,117	6,669	170		
Nicaragua	Nsi15	-0,9	-1	-1	2,096	-0,098	4,674	108		
	Nsi16	-0,4	-0,4	-0,4	4,372	0,317	7,064	364		
Costa Rica	Csi11	0,3	0,1	0,3	4,753	0,292	1,863	490	0,373	20
	Csi12	0,5	0,5	0,4	3,08	0,03	2,493	384	0,193	7
	Csi13	0,1	0	0,2	5,031	0,378	1,406	1004	0,346	29
Panamá	Psi9	0,6	0,7	0,4	2,515	-0,013	0,575	99		
	Psi10	0	0,2	0	2,71	0,083	0,29	25		
	Psi11									

Tabla 24. Comparación de los parámetros sísmicos de las zonas intraplaca calculados en el presente estudio y ajustados mediante MMCC y los publicados por Benito et al., (2010).

	Código	ΔMagnitud Máxima			ΔÍndices sísmicos			
		Δ E(M)	ΔM1	ΔM2	Δa	Δb	ΔN(Mmin)	% N(Mmin) respecto a 2008
Guatemala	Gsp10	0,3	0,2	0,2	3,77	0,141	8,97	179
El Salvador	Ssp6	0,1	0	0	3,605	0,111	6,162	137
Nicaragua	Nsp17	0,4	0,4	0,4	1,179	-0,256	1,695	12
Costa Rica	Csp14	0,3	0,5	0,1	2,709	0,048	0,603	62
	Csp15	0,1	0	0,2	3,207	0,13	0,71	131
	Csp16	0,5	0,8	0,1	3,438	0,091	0,519	472
Panamá	Psp11	0,2	0,4	0	3,861	0,209	0,501	358



BIBLIOGRAFÍA

ABRAHAMSON, N. A. (2000): State of the practice of seismic hazard evaluation. Proceedings of geoeng 2000, Melbourne, 19-24 november, vol. 1, pp. 659-685.

ABRAHAMSON, N. A. (2000): State of the practice of seismic hazard evaluation. Proceedings of geoeng 2000, Melbourne, 19-24 november, vol. 1, pp. 659-685.

ADAMEK, S., C. FROHLICH y W. D. PENNINGTON (1988): Seismicity of the Caribbean boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region, Journal of Geophysical Research, vol. 93, pp. 2053-2075.

ALVARADO, D., DEMETS, C., TIKOFF, B., HERNÁNDEZ, D., WAWRZYNIEC, T.F., PULLINGER, C., MATTIOLI, G., TURNER, H.L., RODRIGUEZ, M. Y CORREA-MORA, F. (2011): Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleo magnetic observations. Lithosphere, 3(1), 3–21.

AMBRASEYS, N. y R. ADAMS (2001): The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1895-1995, Londres: Imperial College Press, 320 pp.

ARROYO, I. (2001): Sismicidad y neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica, Informe Interno-Instituto Costarricense de Electricidad, 162 pp.

BENITO, M.B., LINDHOLM, C., CAMACHO, E., CLIMENT, Á., MARROQUÍN, G., MOLINA, E., ROJAS, W., ESCOBAR, J.J., TALAVERA, E., ALVARADO, G. E. Y TORRES, Y. (2012): A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 102, no. 2, pp. 504-523.

BENITO, B., LINDHOLM, C., CAMACHO, E., CLIMENT, Á., MARROQUÍN, G., MOLINA, E., ROJAS, W., TALAVERA, E., ESCOBAR, J. J., ALVARADO, G., TORRES, Y. Y PEREZ-ESCALANTE, M. (2010): Amenaza



sísmica en América Central, Benito Oterino, M. B., y Torres, Y. Fernández (Editors), Entimema, Madrid, Spain, 371 pp. (in Spanish).

BERNREUTER, D. L., SAVY, J. B., MENSING, R. W., CHEN, J. C. (1989): Seismic Hazard Characterization of 69 Nuclear Power Plant Sites East of the Rocky Mountains. Lawrence Livermore National Laboratory, U. S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-5250.

BURBACH, G., C. FROHLICH, W. PENNINGTON y T. MATUMOTO (1984): Seismicity and Tectonics of the subducted Coco's plate, Journal of Geophysical Research, vol.81, pp. 4885-4896.

BUDNITZ, R. J., APOSTOLAKIS, G., BOORE, D. M., CLUFF, L. S., COPPERSMITH, K. J., CORNELL, C. A., MORRIS, P. A. (1997): Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: Guidance on uncertainty and use of experts. Senior Seismic Hazard Analysis Committee. United States Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6372.

CAMACHO, E. (1991): The Puerto Armuelles Earthquake (southwestern

Panama) of July 18, 1934, Revista Geológica de América Central, vol. 13, pp. 113.

CAMACHO, E. y V. VÍQUEZ (1994): Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt, Revista Geológica de América Central, vol. 15, pp. 49-64

CAMACHO, E., W.HUTTON, Y J.F. PACHECO (2010): A New Look at Evidence for a Wadati-Benioff Zone and Active Convergence at the North Panam Deformed Belt. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 1, pp. 343–348.

CLIMENT, A., TAYLOR, W., CIUDAD REAL, M., STRAUCH, W., VILLAGRAN, M., DAHLE, A. Y BUNGUM, H., (1994): Spectral strong motion attenuation in Central America. NORSAR. Technical Report No. 2-17. 46 pp.

COLMENARES L. y M. D. ZOBACK (2003): Stress Field and Seismotectonics of Northern South America, Geology, vol. 31, pp. 721-724. COPPERSMITH, K. J. y R. R. YOUNGS (1986): Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessment within intraplate



tectonic environments. Proc. Of the third US National Conference on Earthquake Engineering, Charleston, vol. 1, pp.301-312.

CORNELL, C. A. (1968): Engineering Seismic Risk Analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 58, n° 5, pp. 1583-1606.

CORRIGAN, J., P. MANN, y J. INGLE (1990): Forearc response to subduction of the Coco's Ridge, Panama-Costa Rica, Geological Society of America, Bull., vol. 102, pp. 628-652.

DHALE A., A. CLIMENT, W. TAYLOR, H. BUNGUM, P. SANTOS, M. CIUDAD-REAL, C. LINDHOLM, W. STRAUCH, y F. SEGURA (1995): New spectral strong motion attenuation models for Central America. En: Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation, oct. 17-19, Nice, France, vol. II, pp. 1005-1012.

DEMETS, C., GORDON, R. G. Y ARGUS, D. F. (2010): Geologically current plate motions, Geophysical Journal International, v. 181, no. 1, p. 1-80.

DENGO, G. (1969): Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. Trans. Gulf Coast Geol. Soc. 19, 311-320.

DEWEY, J. W., R. A. WHITE y D. HERNÁNDEZ (2004): Seismicity and tectonics of El Salvador, en: W. I. ROSE, J. J. BOMMER, D. L. LÓPEZ, M. J. CARR y J. J. MAJOR (editors), Natural hazards in El Salvador. Special Paper, Geological Society of America, pp. 363-378.

EPRI (1986): QHAZARD: Seismic Hazard methodology for the eastern and central United States, vol. 1-3. Palo Alto, California.

GÜENDEL, F., y M. PROTTI (1998): Sismicidad y sismotectónica de América Central. Física de La Tierra, n° 10, pp. 19-51.

GUTENBERG, B., y C. F. RICHTER (1944): Frequency of earthquakes in California, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 34, pp. 185-188. GRASES, J. (1975): Sismicidad de la Región Asociada a la Cadena



Volcánica Centroamericana del Cuaternario. OEA-UCV. 106 pp.

HATTORI, S. (1979): Seismic risk maps in the world (maximum acceleration and maximum particle velocity) II-Balkan, Middle East, Southeast Asia, Central America, South America and others. Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, vol. 17, pp. 33-96.

FRANCO A., LASSERRE, C., LYON-CAEN, H., KOSTOGLODOV, V., MOLINA, E., GUZMÁN-SPEZIALE, M., MONTEROSSO, D., ROBLES, V., FIGUEROA, C., AMAYA, W., BARRIER, E., CHIQUIN, L., MORAN, S., FLORES, O., ROMERO, J., SANTIAGO, J. A., MANEA, M. Y MANEA, V. C. (2012): Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. *Geophys. J. Int.* 189, 1223–1236.

GUZMÁN-SPEZIALE, M. Y MENESES-ROCHA, J.J. (2000): The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-

Polochic fault system: A fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 459-468.

LYON-CAEN, H., BARRIER, E., LASSERRE, C., FRANCO, A., CHIQUIN, L., DUQUESNOY, T., FLORES, O., GALICIA, O., LUNA, J., MOLINA, E., PORRAS, O., REQUENA, J., ROBLES, V., ROMERO, J. Y WOLF, R. (2006): Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L19309.

MANN, P., C. SCHUBERT, y K. BURKE (1990): Review of Caribbean neotectonics, en *The Caribbean region. The geology of North America*, vol. H, edited by G. DENG and J. E. CASE, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 307-338.

MONTERO, W. (1999): El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): Un temblor interplaca relacionado al límite oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, vol. 22, pp. 21-5



- MOORE, G., D. KELLOG, E. SILVER, J. TAGUDIN, D. HEIL, T. SHIPLEY y D. HUSSONG (1985): Structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence, EOS, vol. 44, 1087 pp.
- NEWMAN, A., J. SCHNEIDER, S. STEIN y A. MENDEZ (2001): Uncertainties in Seismic Hazard Maps for the New Madrid Seismic Zone and Implications for Seismic Hazard Communication. Seismological Research Letters, vol. 72, n° 6, pp. 647-663.
- OKAYA, D. y Z. BEN-AVRAHAM (1987): Structure of the continental margin of southwestern Panama. Geological Society of America, vol. 99, pp. 792-802.
- PENNINGTON, W. (1981): Subduction of the eastern Panama basin and the seismotectonics of northwestern South America. Journal Geophysical Research, vol. 86, pp. 10753-10770
- PLAFKER, G. (1976): Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February, 1976, Science, vol. 193, pp. 1201-1208.
- PROTTI, M., F. GÜENDEL y K. MCNALLY (1995): Correlation between the age of the subducting Coco's plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica, en: P. MANN (editor), Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America. Geological Society of America. Special Paper. Boulder, CO, pp. 309-326
- RIVAS-MEDINA, A. (2014): Contribución metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente dirigida a estimaciones de peligrosidad sísmica. Aplicación al sur de España. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid.
- ROJAS, W. (1993): Catálogo de sismicidad histórica y reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. Tesis de Licenciatura en Geología, Universidad de Costa Rica, 91 pp.
- ROJAS, W., H. BUNGUM y C. LINDHOLM (1993a): A Catalog of Historical and Recent Earthquake in Central America. NORSAR,



technical report. Project: Reduction of Natural Disasters in Central America, Earthquake Preparedness and Hazard Mitigation, Seismic Zonation and Earthquake Assessment. 77 pp.

SALLARÈS, V., J. DAÑOBEITIA y E. FLUEH (2000): Seismic tomography with local earthquakes in Costa Rica. *Tectonophysics*, vol. 329 pp. 61-78.

SCHMIDT, V., A. DAHLE y H. BUNGUN (1997): Costa Rica Strong Motion Attenuation Relations. Publicación NORSAR-CEOREDENAC-UCR. Noruega. November 1997, 45 pp.

SILVER, E. A., D. L. REED, J. L. TAGUDIN y D. L. HEIL (1990): Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline. *Tectonics*, vol. 9, pp. 261-281.

STALLER, A. (2014): Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sismológicos. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid.

STEFAN, J. F., R. BLANCHET y B. MERCIER DE LEPINAY (1988): Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudo-subductions induced by the East-West shortening or the pericaribbean continental frame, en F. C. WEZEL (ed.): *Developments in Geotectonics*, vol. 21. The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, 530 pp

TAYLOR, W., A. CLIMENT, P. SANTOS, M. CIUDAD REAL, M. VILLAGRAN, W. STRAUCH, F. SEGURA, A. DAHLE y H. BUNGUM (1994): Digital strong motion data from Central America. Technical Report, n° 2-16, NORSAR, Agosto 1994, 63 pp.

TOUSSAINT, J. F., M. MERCADO, y J. RESTREPO (1987): Megafallas del Noroccidente Suramericano, Publicación Especial N101987. Instituto de Ciencias Naturales y Ecología. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, 15 pp.

TRENKAMP, R., J., KELLOG, J., FREYMULLER, y H., MORA (2002): Wide plate margin deformation, southern Central



America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, pp. 157-171.

USGS (2009): United States Geological Service: <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2009/us2009heak/#summary>

WARREN, L., M. LANGSTAFF y P. SILVER (2008): Fault plane orientations of intermediate-depth earthquakes in the Middle America Trench. *Journal of Geophysical Research*, vol. 113. B01304.

WOLTERS, B. (1986): Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. *Tectonophysics*, vol. 128, pp. 21-46.

YOUNGS, R. R. y K. J. COPPERSMITH (1985): Implications of Fault Slip Rates and Earthquake Recurrence Model to Probabilistic Seismic Hazard Estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 75, pp. 939-964.

ZHAO, J. X., J. ZHANG, A. ASANO, Y. OHNO, T. OOUCHI, T. TAKAHASHI, H. OGAWA, K. IRIKURA, H. K. THIO y P. G. SOMERVILLE (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 96, pp. 898-913.

